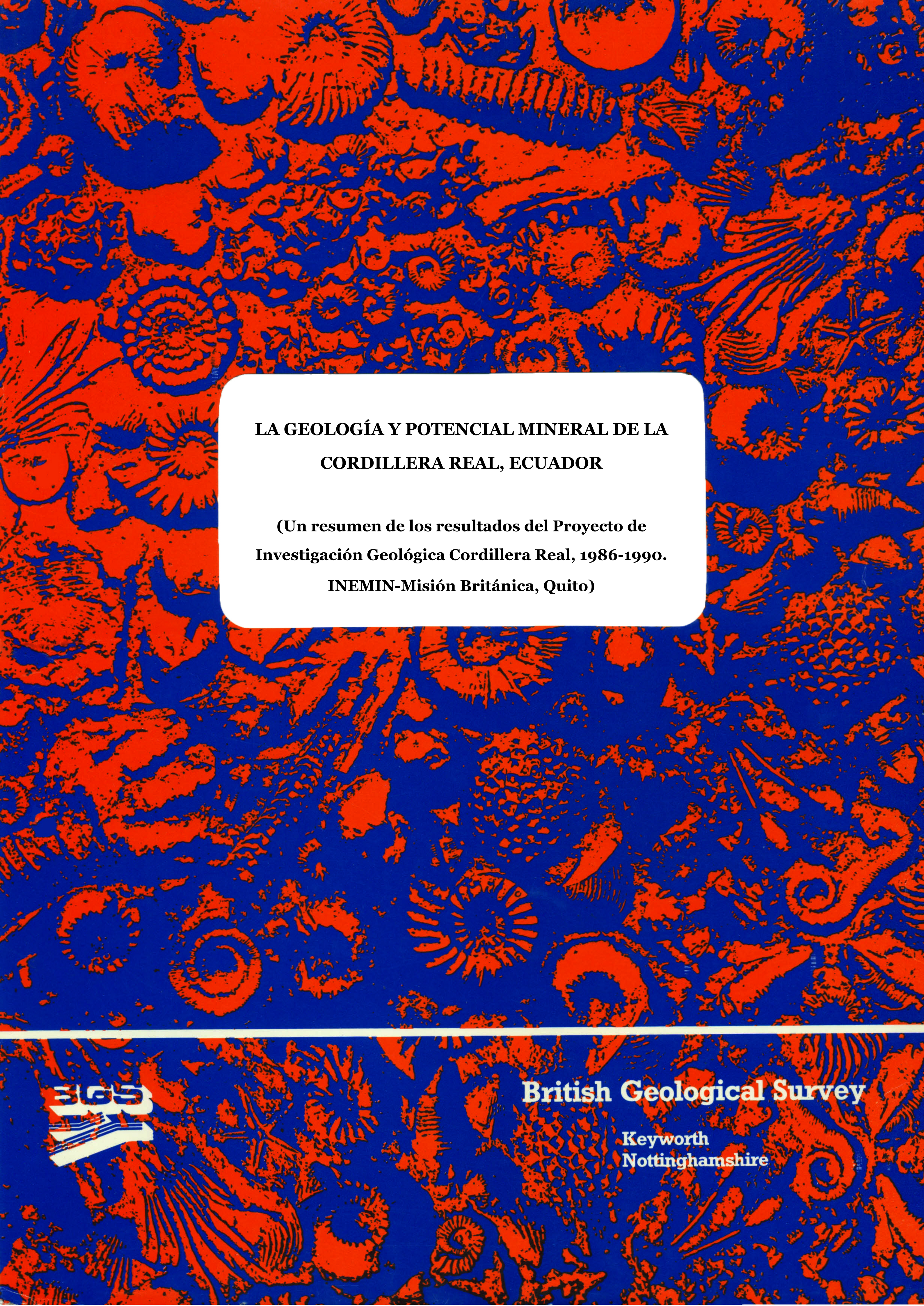


LA GEOLOGÍA Y POTENCIAL MINERAL DE LA CORDILLERA REAL, ECUADOR

(Un resumen de los resultados del Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, 1986-1990. INEMIN-Misión Británica, Quito)

BGS

British Geological Survey

Keyworth
Nottinghamshire

Overseas Development Administration,
Foreign and Commonwealth Office,
United Kingdom of Great Britain
and Northern Ireland

Ministerio de Energía y Minas,
República del Ecuador

LA GEOLOGÍA Y POTENCIAL MINERAL DE LA CORDILLERA REAL, ECUADOR

(Un resumen de los resultados del Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, 1986-1990. INEMIN-Misión Británica, Quito)

por

* Martin Litherland BSc, PhD, MIMM, (ODA/British Geological Survey)
John Aspden BSc, PhD (ODA/British Geological Survey)
Ing. Ramiro Bermúdez A. (Instituto Ecuatoriano de Minería)
Ing. Francisco Viteri S. (Instituto Ecuatoriano de Minería)

* Recopilador

Producción del Informe:
Lcda. Fabiola Alcocer C. (Instituto Ecuatoriano de Minería)

CONTENIDO

PÁGINA

TABLAS

FIGURAS

MAPAS

*Ver los cuatro Informes Anuales (1986-1990) en: https://archive.org/details/@stalynpaucar

Stalyn Paucar

(stalyn314paucar161@outlook.es)

Quito, 21 de noviembre de 2021

Resumen

Este informe resume el trabajo efectuado por el Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, programa de cooperación técnica bilateral anglo-ecuatoriano. La geología de esta cordillera oriental Andina, la mayor parte inaccesible y no explorada, ha sido diferenciada en cinco divisiones litotectónicas informales con rumbo andino. En el oeste la división Guamote comprende corrimientos, con dirección hacia el oeste, de sedimentos molásicos sobre un basamento continental. Al este está limitada por la falla Peltetec, una ¿sutura ofiolítica?, seguida por la división Alao, una faja de antearco y arco de isla de rocas verdes de edad Jurásica Media. Más al este están la falla del frente Baños y la división 'Hercínica' Loja de granitos Tipo-S con biotita (± moscovita y granate) y rocas hospedantes semipelíticas, en algunos sitios gnéisicas, con edades posiblemente tan antiguas como el Precámbrico. Hacia el este se encuentra la división Salado, una faja plutónica y de arco de isla, y la división volcánica/plutónica continental Zamora, las dos de edad jurásica. Las rocas de Zamora son esencialmente no deformadas mientras que las de Salado exhiben un complejo de 'nappes' con dirección tectónica al este, conteniendo 'klippes' de skarn y serpentinita de alto-nivel. Rocas ígneas y sedimentarias cretácicas y cenozoicas también ocurren, incluyendo una cadena de pipas ultramáficas de posible tipo-Alaska.

El potencial mineral está en forma de fajas metalogénicas relacionadas a las divisiones litotectónicas con concentraciones de metales durante la colisión y en pórfidos a lo largo de las fallas de colisión rejuvenecidas en el Cenozoico. Así las dos fajas de rocas verdes produjeron ocurrencias polimetálicas de Ag-Cu-Zn-Pb, con un posible enriquecimiento de Au y Mo en los campos de skarn del norte, mientras que el granito tipo-S se relaciona con indicaciones de Au-scheelita-(Sn). El skarn de oro de Nambija está asociado a techos colgantes de una cuenca de edad Triásica dentro del batolito Zamora. Algunas de las ocurrencias ultramáficas pueden ser de interés para las prospecciones de metales del grupo del platino (PGM).

Summary

This report summarises the work undertaken under the Cordillera Real Geological Research Project, a bilateral Anglo-Ecuadorian Technical Cooperation programme. The geology of this largely inaccessible and unexplored eastern Andean cordillera has been divided into five informal Andean-trending lithotectonic divisions. In the west the Guamote division comprises molassic sediments thrust westwards over continental basement. It is bounded eastward by the Peltetec fault, an ophiolitic ?suture, followed by the Alao division of a forearc/island arc greenstone belt of Mid-Jurassic age. Further east are the Baños front fault structure and the Loja division of 'Hercynian' S-type biotite (± muscovite and garnet) granites and semipelitic envelope rocks, gneissose in places, with ages possibly as old as the Precambrian. Further east lie the Salado plutonic/island arc belt division and the Zamora continental plutonic/volcanic division, both Jurassic in age. The Zamora rocks are essentially undeformed whilst those of Salado exhibit E-directed nappe complexes containing high level skarn/serpentinite klippes. Cretaceous and Cenozoic igneous and sedimentary rocks also occur including a chain of possible Alaskan-type ultramafic pipes.

The mineral potential in the form of metallogenic belts is related to the lithotectonic divisions, with the metals concentrated during collision and in porphyries along collision faults rejuvenated in the Cenozoic. Thus, the two greenstone belts yield polymetallic Ag-Cu-Zn-Pb occurrences, with possible Au and Mo enrichment in the northern skarn-fields, whilst the S-type granite belt underlies Au-scheelite-(Sn) indications. The Nambija Au-skarn relates to roof pendants of a Triassic rift basin within the Zamora batholith. Some of the ultramafic occurrences may be of interest for PGM prospection.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Resumen

Este informe resume los cuatro años de trabajo, 1986-1990, llevados a cabo por el Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, Ecuador; un proyecto de Cooperación Técnica bilateral entre los Gobiernos de Ecuador (Instituto Ecuatoriano de Minería; Ministerio de Energía y Minas) y el Gobierno del Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte (Administración para el Desarrollo de Ultramar; Ministerio de la Mancomunidad y Asuntos Exteriores).

1.2 Antecedentes

La participación de ODA en el desarrollo geológico del Ecuador empezó en 1969; la primera oficina de la misión fue establecida en Quito en 1972. Antes de su finalización en 1980, cinco geocientíficos de ODA y sus contrapartes ecuatorianas, llevaron a cabo un programa de mapeo geológico sistemático y de investigación mineral en el oeste del Ecuador, que culminó con la publicación de un mapa geológico nacional revisado, 1:1000000.

El proyecto actual, que comenzó en 1986, representa una participación renovada de ODA en respuesta a la necesidad de una base geológica y mineral para fomentar una industria minera viable. Así, los estudios sistemáticos geológicos y de minerales se extendieron hacia el este para cubrir la Cordillera Real del Ecuador, un área pobremente explorada e inaccesible, conocida como una fuente importante de oro.

1.3 Objetivos

La meta de este proyecto es estudiar las rocas metamórficas y plutónicas de la Cordillera Real; los objetivos son la elucidación de su naturaleza, estructura, relación, génesis y mineralización para descubrir patrones de metalogénesis y proveer bases científicas para estimar su potencial mineral.

1.4 Personal

El siguiente personal fue reclutado por ODA del Servicio Geológico Británico:

Martin Litherland BSc PhD MIMM FGS (Jefe del Proyecto)
John A. Aspden BSc PhD

El siguiente personal del INEMIN fue asignado al proyecto:

Ing. Ramiro Bermúdez A. (Jefe de la Contraparte Nacional) (1986-1988, 1989-1990)
Ing. Francisco Viteri S. (1986-1989) (Jefe de la Contraparte Nacional 1988-1989).
Ing. Miguel Pozo T. (1988-1989)
Verónica Endara C. (Secretaria) (1986-1988)
Lcda. Fabiola Alcocer C. (Secretaria) (1988-1990)
Manuel Célleri O. (Asistente de campo) (1987-1989)

1.5 Área de estudio: límites geológicos

El proyecto ha limitado su estudio a las áreas de la Cordillera Real; la depresión interandina y las estribaciones subandinas, en donde las rocas metamórficas y no metamórficas del basamento pre-Cretácico están expuestas (Fig. 2). Estudios limitados de las unidades Cretácicas que cubren estas áreas han sido también efectuados, pero las áreas extensas cubiertas por los volcánicos Cenozoicos han sido omitidos.

1.6 Topografía y drenaje

Fisiográficamente, Ecuador puede ser dividido de oeste a este en Costa, Sierra y Oriente (Fig. 1). La Sierra comprende la cadena de montañas Andinas que es más angosta en Ecuador (120km), y consta de dos cordilleras paralelas, la Cordillera Occidental y la Cordillera Real, separadas por la depresión interandina en el norte y centro del Ecuador.

Dentro del Ecuador la Cordillera Real tiene 650km de longitud y 60km de ancho. Las elevaciones a lo largo de la división de aguas están dominadas en el norte por una cadena de volcanes, el más alto es el Cotopaxi (5897m). Al oeste la depresión interandina alcanza una profundidad de alrededor de 2000m sobre el nivel del mar. Los niveles de la división de aguas en el sur son de alrededor de 3000m. El declive oriental de la Cordillera Real marca una caída hasta cerca de 1000m en un campo de 30-50km; las corrientes y los ríos son torrenciales y profundos; ellos se unen a lo largo de las estribaciones subandinas para formar los ríos más grandes del Oriente, un sector pequeño de la cuenca Amazónica. Solo cuatro ríos cruzan la cordillera: el Chingual, el Pastaza, el Paute y el Zamora.

En el área del proyecto los picos 'metamórficos' más altos son el Sara Urco (4670m) y Cerro Hermoso (4571m). Los miembros del proyecto han visitado estas áreas; el Cerro Hermoso fue 'coronado'.

1.7 Clima y vegetación

Hay una variación tremenda en el clima y la vegetación en la Cordillera Real. La depresión interandina es de clima temperado, tiene pastizales y las lluvias son de 700mm por año (1). La ladera occidental y la región de la división de aguas es muy fría, húmeda y con páramos hasta la línea de nieve (4500m): el terreno usualmente está nublado. La zona forestal oriental en la ladera montañosa empieza alrededor de los 3700m en el norte; y 3200m en el sur, el clima y la vegetación es más tropical según se desciende hacia las tierras bajas. En la región oriental las lluvias son más intensas, variando de 1374mm por año (Zamora), 3304 mm (Tena) a 4632 mm (Puyo) (1). La cantidad de precipitación en la cordillera alta (1) indica los meses de octubre a marzo como 'los menos lluviosos'; pero por nuestra propia experiencia un día seco en este periodo es muy raro.

1.8 Población

La población del Ecuador es de alrededor de 10 millones de habitantes. El 40% de la población es indígena, la mayoría habla Quichua, son descendientes de los habitantes del Imperio Incásico y viven especialmente en la Sierra; pocos grupos pequeños viven en el Oriente. Del resto, el 40% son mestizos y el resto blancos. Al oeste de la Cordillera Real la carretera interandina une las principales ciudades y pueblos de la Sierra mientras que al este la carretera subandina une los pueblos pequeños a las laderas (Fig. 2). Sobre la misma cordillera hay pequeños pueblos y algunas comunidades y asientos localizados a lo largo de las rutas de acceso principal (vehículos y animales). La agricultura es la principal ocupación, pocas personas batean oro en las laderas de la región como forma de vida.

1.9 Acceso

Existen solamente cinco carreteras a través de la cordillera conectando las vías interandina y subandina (Fig. 2). De norte a sur ellas son: Papallacta – Baeza; Baños – Puyo; Cuenca – Limón; Loja – Zamora; y Loja – Zumba; la carretera Guamote – Macas todavía está en construcción.

Al sur del Río Paute hay algunas trochas a través de la cordillera, pero más al norte grandes extensiones de tierra no tienen acceso: por ejemplo, los 120km de terreno entre las carreteras de Papallacta y de Baños contienen las montañas de los Llanganates, recientemente atravesadas por el montañista Hamish MacInnes (1984), dentro de las cuales el legendario tesoro de Atahualpa pudo haber sido escondido.

1.10 Mapas topográficos e imágenes

Algunos mapas publicados por el Instituto Geográfico Militar a escalas 1:50000 ó 1:25000 estaban disponibles en 1986, y otros han sido publicados desde entonces; estos reemplazan a los mapas censales que están totalmente distorsionados.

Las fotografías aéreas están disponibles en escalas que varían de 1:40000 y 1:60000, también se pueden obtener imágenes LANDSAT y SAAR. La naturaleza de la superficie de la cordillera, ya sea los páramos glaciales o las laderas bien arborizadas, junto con la rapidez de la erosión andina, prohíbe la expresión en imágenes de las unidades litológicas sobre el terreno metamórfico; las características conspicuas únicas son los lineamientos neotectónicos.

1.11 Trabajo geológico previo

Theodore Wolf (1892) delineó aproximadamente las rocas metamórficas de la Cordillera Real en el primer mapa geológico del Ecuador. Más tarde Sauer (1965) describió algunas de las litologías principales después de muchos años de estudio, a lo largo y lejos de las rutas principales de acceso. Estudios más específicos fueron llevados a cabo por Feininger (1975, 1982), Trouw (1976) y Herbert (1983), pero todos se limitaron a las secciones en las carreteras.

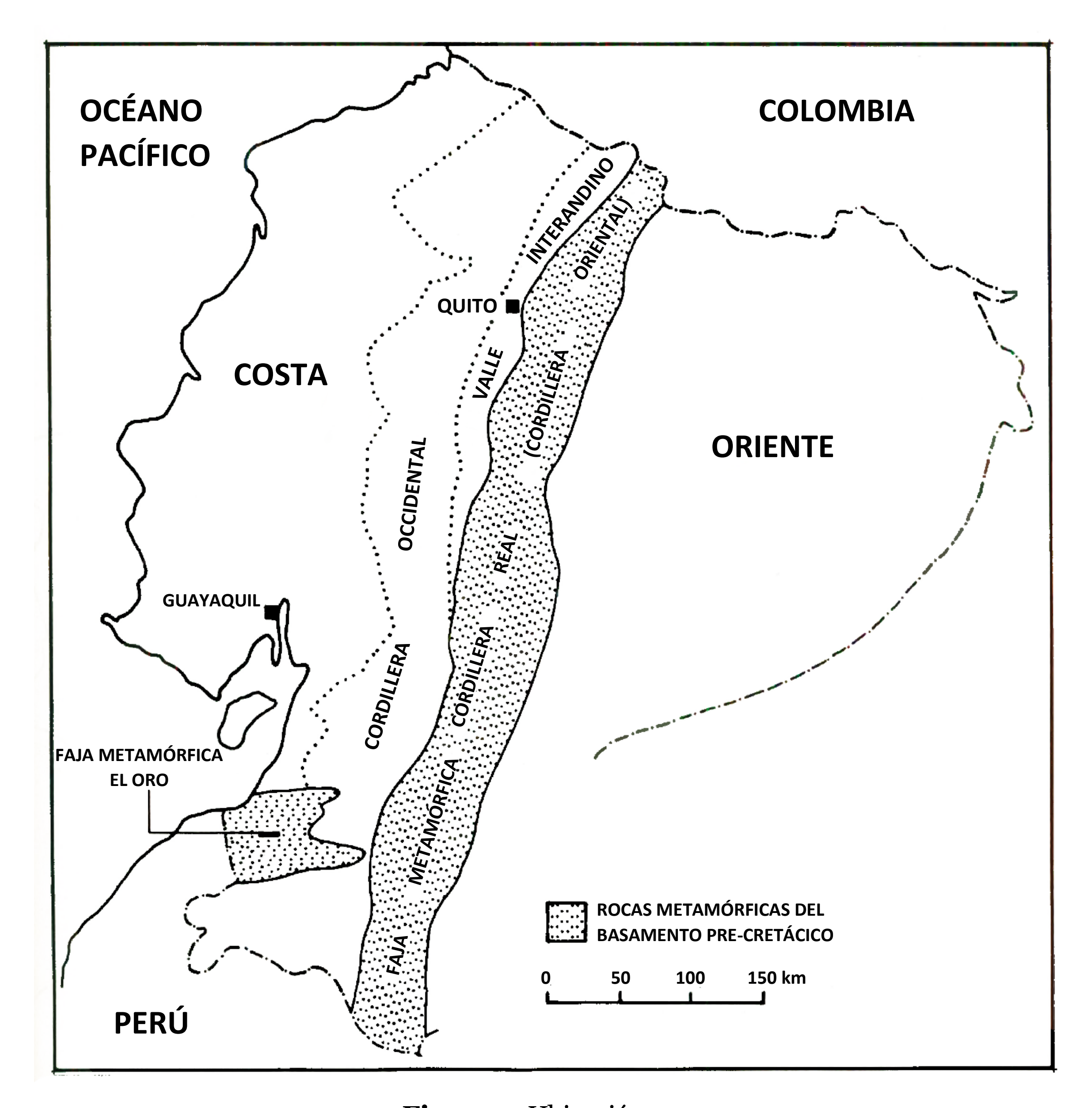


Figura 1. Ubicación

El mapeo de reconocimiento de la Cordillera Real empezó con los estudios de Kennerley (1971, 1973) seguido por el mapeo de hojas a escala 1:100000 realizado por la DGGM (más tarde INEMIN), la mayoría de las cuales dejan a las rocas metamórficas como no diferenciadas.

Había poca información de geocronología K-Ar disponible (1) (Kennerley, 1980; Herbert y Pichler, 1983; Feininger y Silberman, 1982; Hall y Calle, 1982; Aly, 1980; Baldock, 1982); los datos Rb-Sr estadísticamente no fueron válidos.

Al comienzo del presente proyecto, un sumario de la geología del basamento de la Cordillera Real (Baldock, 1982; 1985) indicó una serie de esquistos, gneises y plutones divididos longitudinalmente en varios ‘Grupos’ y correlacionados por algunos lateralmente con formaciones Cretácicas no metamorfizadas, y por otros longitudinalmente con unidades Paleozoicas o más antiguas en los países vecinos.

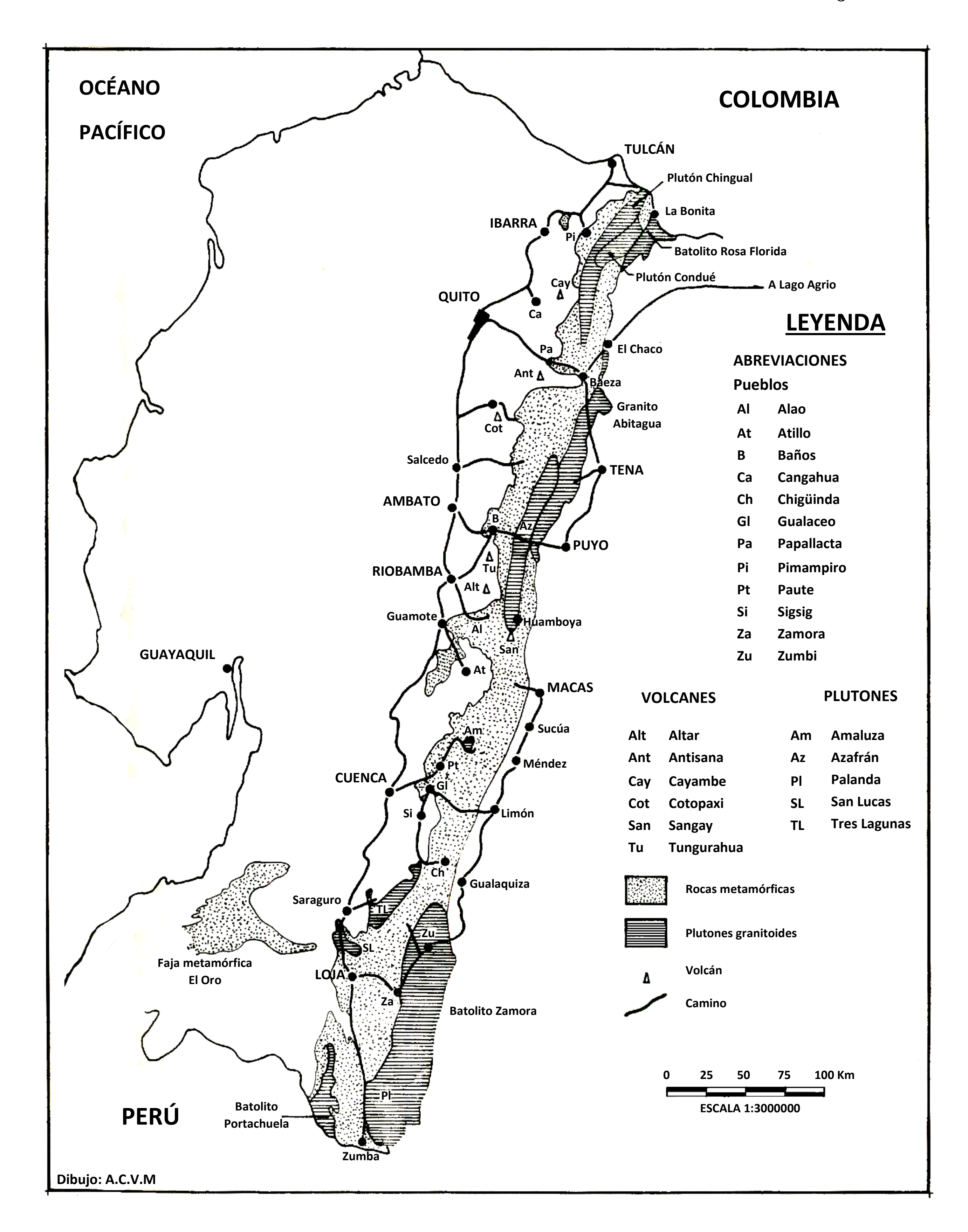


Figura 2. Cordillera Real: población, acceso y geología generalizada.

1.12 Historia de la minería

Al momento de la conquista española, el Imperio Incásico de Quito era conocido por sus depósitos de oro y plata. Los españoles explotaron estos rápidamente en el siglo 16; por ejemplo, las minas de roca dura de Nambija, Sigsig y Altar, y el oro de placer de los ríos subandinos. Tal fue la fiebre minera que, de los treinta poblados establecidos por los españoles, veinte fueron pueblos mineros a lo largo de la zona subandina de la Cordillera Real (Navarro, 1986, Vol. 1). Sin embargo, la minería virtualmente cesó en el siglo 17 debido al maltrato a los indígenas, enfermedades y factores económicos.

En los años más recientes ha habido trabajo esporádico a menor escala de los prospectos de oro-polimetálico ubicados en el área del proyecto: Sigsig (Mina Peggy), San Bartolomé y Pilzhum.

Los años ochenta dieron paso a una renovación pequeña del interés minero en el sur del área debido al 'redescubrimiento' de Nambija y la identificación de otros depósitos de roca por las cercanías. El oro de Nambija da un 'rendimiento' estimado entre dos y cuatro toneladas al año, dentro de la producción nacional de cerca de 10 toneladas. El oro aluvial y de placer también está trabajado a lo largo de la zona subandina y en las montañas a lo largo de una faja a través de Sigsig.

Sólo el oro y algunos prospectos polimetálicos fueron conocidos en la Cordillera Real, también había ocurrencias de minerales de: Sn, Fe, Li, Mo y Mn (Goossens, 1972; Paladines, 1980). No han sido registrados minerales no-metálicos o piedras preciosas explotables.

1.13 Trabajo efectuado 1986-1990

1.13.1 Estudios de campo: programa de geotravesías de reconocimiento

Este programa está indicado en el mapa de travesías (Mapa 1). El objetivo fue cruzar la cordillera a lo largo de las rutas principales de acceso con espacios de travesía en la región de 20km. Litherland/Bermúdez/Pozo trabajaron en el área al norte del Río Pastaza; Aspden/Viteri trabajaron al sur del Río Paute; el terreno intermedio fue compartido. En las regiones inaccesibles del norte, se realizaron travesías exitosas de cerca de dos semanas de duración (Río Mulatos, Micacocha-Cosanga), pero también hubo fracasos debido a que el abastecimiento de comida se terminó (Río Condué), o cuando los obstáculos físicos fueron muy peligrosos (Río Azuela) debido al daño causado por el terremoto del 5 de marzo de 1987.

También se efectuó un estudio de reconocimiento de campo en la Provincia metamórfica de El Oro.

Para completar el programa regional en los términos de distancia de 20km se requirieron las siguientes travesías en las regiones inaccesibles:

(a) Sigsigpamba-Río Dorado-Río Cofanes-Puerto Libre

(b) Río Chalupas

(c) Penipe-Río Llushín

Cada geotravesía fue programada para obtener la mayor cantidad de información geológica, como se detalla:

(a) Estudios litológicos, mineralógicos y estructurales de los afloramientos.
(b) Estudios de bloques rodados de ríos y corrientes y bloques de talud; el primero proveyó de una colección litológica representando una travesía de hasta 20km de ancho en vez del afloramiento de 20m en el curso del río.
(c) Recolección de muestras petrográficas.
(d) Recolección de muestras mineralizadas.
(e) Recolección de muestras de sedimentos fluviales.
(f) Recolección de muestras de mineral pesado.

1.13.2 Estudios de campo: programa de seguimiento

(a) Se siguió el skarn de rodados en el Río Mulatos para descubrir los afloramientos de skarn de El Placer (1987: Litherland/Bermúdez) (2).
(b) Estudios del Complejo máfico de Tampanchi (1988: Pozo) (3).
(c) Estudios realizados por el Dr. M.C.G. Clarke (Geólogo económico de ODA, programa de corto tiempo) y Viteri, sobre el potencial económico de la parte sur de la Cordillera Real (1988) (3).

1.13.3 Programa geocronológico

(a) 10 muestras de reconocimiento fueron analizadas por el método K-Ar por el Dr. C.C. Rundle (1).
(b) En 1987 fue llevado a cabo el primer gran programa geocronológico en la Cordillera Real. El Dr. C.C. Rundle (geocronologista de ODA, programa de corto tiempo) /Aspden/Viteri/Bermúdez recolectaron 130 muestras las cuales fueron procesadas en los laboratorios de INEMIN, Chillogallo, por Sr. Casanova y Sr. Rodríguez. Rundle analizó 74 muestras por el método K-Ar y 98 por el método Rb-Sr en UK (2, 3).
(c) El segundo programa se realizó en 1989 en las áreas de la Cordillera Real y de las zonas metamórficas de El Oro. El Dr. S. M. Harrison (geocronologista de ODA, programa de corto tiempo)/Aspden/Viteri, recolectaron 99 muestras, 54 para estudios Rb-Sr; 57 para K-Ar; 20 para Sm-Nd y 1 para U-Pb (4).

1.13.4 Estudios de minerales pesados

(a) La mayor parte de las 311 muestras recolectadas durante el programa de campo han sido analizadas por Bermúdez (4), luego de su beca en identificación de minerales pesados en BGS. La preparación de muestras fue realizada por el Sr. G. Erazo, en los laboratorios de Chillogallo.

(b) Diez muestras recolectadas en el Río Mulatos fueron analizadas por R. Ixer (Universidad de Aston) para B. P. Minerals (2).

(c) Las muestras recolectadas al sur de la cordillera por Clarke/Viteri fueron analizadas por B. Beddoe-Stephens (BGS) para ODA (3).

(d) 106 muestras del proyecto han sido analizadas por XRF por M. Arauz de Toapanta en la Politécnica de Quito.

1.13.5 Geoquímica de sedimentos fluviales

320 muestras de sedimentos fluviales, tamizadas en el campo en una malla de tamaño menor de 80 (arcilla y limo), fueron analizadas para elementos trazas en los laboratorios de INEMIN, Chillogallo, por R. Buitrón, F. Guevara, P. Jara, M. López, S. Naveda, S. Salvador y C. Toscano (1, 2, 3, 4); algunas fueron analizadas para más elementos que otras.

Se notará que éstas y las muestras de minerales pesados han sido recolectadas en donde se creyó conveniente, antes que sobre bases estadísticas.

1.13.6 Geoquímica de rocas

(a) 112 rocas, la mayoría muestras mineralizadas, fueron analizadas para elementos trazas específicos en los laboratorios de INEMIN (1, 2, 3, 4).

(b) 113 rocas fueron analizadas para un rango completo de elementos mayores y trazas en los laboratorios de ACME, Vancouver, para Río Tinto Zinc (antes B. P. Minerals) (2, 3, 4). Estos incluyeron conjuntos máficos/ultramáficos y de skarn.

(c) 155 muestras mineralizadas fueron recolectadas por Clarke/Viteri y fueron ensayadas para metales base y preciosos por Caleb Brett (UK) para ODA (3).

(d) 19 rocas granitoides fueron analizadas para elementos trazas y mayores por Caleb Brett (UK) para ODA (3).

(e) 14 muestras fueron analizadas para elementos trazas por Caleb Brett (UK) para Greenwich Resources (4).

(f) 57 muestras de la recolección geocronológica fueron analizadas para elementos mayores y trazas por la Universidad de Keele para ODA (4).

1.13.7 Estudios petrográficos

(a) Sobre 1000 láminas delgadas microscópicas han sido cortadas para el Proyecto por el Sr. J. Paucar del laboratorio de INEMIN y los estudios petrográficos del equipo del proyecto han sido resumidos (1, 2, 3, 4).

(b) El Dr. N. J. Fortey (petrólogo de ODA, programa de corto tiempo) llevó a cabo estudios petrográficos de varios conjuntos (ultramáfico/máfico, skarns, granitoides) de la colección en Quito (4).

(c) Estudios petrográficos en ocho muestras de los skarns del Río Mulatos fueron realizados por A. Thompson para B. P. Minerals (1).

(d) Estudios petrográficos en 31 muestras de los skarns del Río Mulatos/El Placer fueron realizados por P. J. Williams (Universidad de Londres) para B. P. Minerals (2).

(e) Un estudio petrográfico en cuatro muestras del conjunto del granito Tres Lagunas fue realizado por M. P. Atherton (Universidad de Liverpool) para B. P. Petroleum (2).

(f) Estudios petrográficos en 25 rocas principalmente del conjunto Tres Lagunas fueron realizados por J. Dangerfield (BGS) para ODA (3).

1.13.8 Estudios de minerales

Estudios de microsonda de 19 láminas delgadas pulidas de muestras recolectadas por Clarke/Viteri, fueron realizadas por B. Beddoe-Stephens (BGS) para ODA (3).

1.13.9 Estudios de inclusiones de fluidos

Estudios fueron realizados en 12 muestras de Nambija y Portovelo por T. J. Shepherd (BGS) para ODA (2).

1.13.10 Análisis de oro

(a) Un estudio piloto de muestras de oro y platino aluvial e in situ fue efectuado por B. Beddoe-Stephens (BGS) para ODA (1).

(b) Análisis de oro fue efectuado en 19 muestras de las áreas mineras del sur, recolectadas por Clarke/Viteri, por B. Beddoe-Stephens (BGS) para ODA (3).

1.13.11 Estudios paleontológicos

(a) Hay tres informes de amonites del Sinemuriense y Cretácico por H. Ivimey-Cook (BGS) para ODA (3).

(b) Hay seis informes palinológicos de S. G. Molyneux, J. B. Riding y J. E. Thomas (todos BGS) para ODA (3, 4).

(c) Hay un informe sobre un fósil de pescado por C. Patterson (Museo Natural de Historia, Londres) para ODA (4).

(d) Hay un informe de conodontos por la Universidad de Nottingham para ODA (3).

1.13.12 Mapa topográfico base del proyecto

El personal del proyecto ha compilado, y sigue compilando continuamente, una base topográfica del área a cargo del proyecto, de las Hojas existentes proporcionadas por el IGM y de las imágenes LANDSAT.

1.13.13 Informes y mapas de campo

Han sido presentados al INEMIN (en Español) 32 informes de comisión realizados por el equipo del proyecto, acompañados por sus mapas geológicos y de localización de muestras a escala 1:50000 ó 1:10000.

1.13.14 Informes Anuales del Proyecto

(a) Han sido compilados cuatro Informes Anuales del Proyecto. Cada uno comprende los datos anuales como Apéndices (incluyendo los informes de comisión) junto con su resumen en Inglés y Español. Los mapas son presentados en una carpeta separada junto con mapas a escala 1:250000 de las áreas de trabajo de cada año. Este informe, es esencialmente un resumen de los cuatro Informes Anuales.

(b) Los números de referencia, (1), (2), (3), (4), en este informe se refieren a los Informes Anuales individuales.

1.13.15 Publicaciones

Los miembros del proyecto han realizado publicaciones para revistas locales y éstas son referidas en el texto.

1.13.16 Agradecimientos

El proyecto ha sido notablemente ayudado financiera y administrativamente por los dos gobiernos, durante estos cuatro años de existencia. Los representantes británicos de ODA para el Ecuador fueron sucesivamente: Mr. D. Lawless, Mr. G. Roberts, Mr. R. Russsell y Mr. J. M. Harris; y sus representantes en la Embajada Británica, Quito: Mr. R. Norton y Mr. C. D. de Wilton. El gobierno del Ecuador estuvo representado por los siguientes Subsecretarios de Minas: Sr. F. Navarro, Econ. M. Horra e Ing. E. Núñez del Arco; y los siguientes Gerentes Generales de INEMIN: Econ. H. Rueda, Ing. G. Bixby e Ing. L. Elizalde.

En la parte científica apreciamos la ayuda brindada por los Geólogos regionales de BGS: Dr. C. R. Jones y Dr. J. D. Bennett, quienes han monitoreado el proyecto para ODA. Igualmente apreciamos los esfuerzos de los Gerentes Técnicos de INEMIN: Ing. E. Salazar e Ing. W. Santamaría.

Estamos también muy agradecidos con todo el personal que colaboró en Quito, Londres y Keyworth. En este punto, debemos hacer una mención especial para el Sr. Manuel Célleri, de INEMIN: asistente de campo/chofer/cocinero/bateador/geólogo amateur; nuestro compañero mal pagado y con trabajo excesivo de muchas aventuras; siempre contento y siempre deseoso de escalar la próxima montaña y vadear el siguiente río.

Las instituciones científicas y compañías mineras locales han colaborado con el proyecto y les debemos un agradecimiento especial a: N. Báez, D. Benalcázar, D. Coochey, P. Duque, A. Egüez, A. Hirtz, L. Torres y P. Townsend. Apreciamos además la contribución importante de Río Tinto Zinc (antes B. P. Minerals) y Greenwich Resources.

Finalmente, pero no lo menos importante, un abrazo fuerte a aquellos guías y jornaleros locales quienes cargaron, cortaron, cocinaron, pescaron y trataron de asegurar el retorno de los geólogos para que arriben completos al fondo de la cordillera. Que sus esfuerzos fueron exitosos está demostrado por la producción de este informe.

2. GEOLOGÍA

2.1 Divisiones litotectónicas del Complejo Metamórfico pre-cretácico

Al inicio del proyecto (1) se decidió no guiarse por la nomenclatura litoestratigráfica anterior en lo concerniente a la Cordillera Real, por ejemplo, los "Grupos" de Llanganates, Zamora, Cofanes, Margajitas, Ambuquí y Paute (Baldock, 1982), por las siguientes razones:

(a) La base científica era nula o muy escasa, ejemplo Hedberg (1976), para su formalización hecha por investigadores anteriores: es decir sin tope, base, espesor, edad, sección tipo, formaciones componentes, relaciones estratigráficas, etc.

(b) El reconocimiento de campo demostró que estos "Grupos" fueron términos generales para una variedad de litotipos metamórficos y meta-ígneos, separados, en lugares, por fallas mayores.

En lugar de la nomenclatura 'abandonada' el complejo metamórfico de la cordillera fue dividido informalmente en tres fajas tectónicas cada una con sus propias divisiones litotectónicas (1), y este sistema ha sido enmendado cada año para acomodar los nuevos datos. Al momento (Tabla 1) el sistema tiene la forma de cinco divisiones litotectónicas cada una con un grado de coherencia geológica, como indican sus respectivas subdivisiones. El objetivo, siempre ha sido erigir un sistema, basado en afinidades litológicas y fallas fundamentales, que acomodarán las descripciones objetivas sin imponer una formalidad rígida. Este sistema puede ser interpretado en términos de teorías actuales o no; por ejemplo, una o más de las divisiones litotectónicas presentes puede ser un terreno en el sentido de Coney et al (1980).

2.2 La división Guamote

2.2.1 Litologías de la división Guamote

Las rocas de esta unidad afloran como "ventanas" del basamento en la ladera occidental de la cordillera entre Riobamba y Cuenca, y en el valle interandino cerca de Ambuquí en el extremo norte. Hay buenas exposiciones a lo largo de la carretera Panamericana al sur de Guamote y cerca de Ambuquí.

En las localidades de Riobamba – Cuenca, la división está limitada por la falla de Ingapirca al oeste y por la falla de Peltetec al este; formando una faja de hasta 15km de ancho. Los afloramientos se extienden desde las "ventanas" de Punín en el norte, hasta el Río San Pedro al este de Cañar, en el sur, una distancia de cerca de 100km. La subdivisión Punín incluye la "Formación Ingapirca" interpretada por Bristow et al (1975) como parte de la secuencia de cobertura Yunguilla (Maestrichtiano).

La división contiene ortocuarcitas intercaladas con filitas o pizarras de grado-bajo; las subdivisiones (Tabla 1) están basadas en la litología dominante. Así las subdivisiones (pelíticas) de **Guasuntos** y **Cebadas** comprenden pizarras negras o grises, con cuarcitas subordinadas negras o grises de grano fino a medio, mientras que en la subdivisión **Punín** las cuarcitas predominan sobre las capas pelíticas.

Tabla 1. Divisiones y subdivisiones litotectónicas informales de las rocas pre-cretácicas de la Cordillera Real

DIVISIÓN (interpretación)	**SUBDIVISIÓN**	**LITOLOGÍAS PRINCIPALES**
GUAMOTE (sedimentos continentales/cuñas clásticas	Ambuquí	Cuarcitas y pizarras negras
	Cebadas	Filitas negras y cuarcitas negras
	Guasuntos	Filitas negras y cuarcitas negras
	Punín	Cuarcitas y filitas rojas, negras y pálidas
	FALLA PELTETEC	
ALAO (corteza oceánica, ante-arco, arco volcánico y tras-arco	Peltetec	Conjunto ofiolítico desmembrado
	Pacheco	Esquistos verdes basálticos
	Maguazo	Turbiditas, cherts, carbonatos, andesitas, olistromos?
	Alao-Paute	Rocas verdes andesíticas, esquistos verdes, aglomerados, filitas menores
	El Pan	Unidades volcano/metasedimentarias: esquistos verdes y filitas
	FRENTE BAÑOS	
LOJA (unidad continentalmente derivada: filita a paragneis con granitos 'tipo-S')	Tres Lagunas	Granito de biotita y ortogneis (carácter de tipo-S)
	Agoyán	Esquistos pelíticos y paragneises, granate común
	Chigüinda	Semipelita (cuarcita, filitas negras, esquistos), rocas verdes menores
	Sabanilla	Ortogneis y paragneis de grado medio a alto
	Monte Olivo	Anfibolitas basálticas
SALADO (unidad plutónica con secuencia volcano-sedimentaria)	Santa Bárbara	Biotita ± hornblenda paragneis?
	Azafrán	Batolitos cizallados alcalinos cálcicos
	Upano	Metasedimentos de rocas verdes, metatobas, metagrauvacas; mármoles menores
	Cerro Hermoso	Mármoles y metasedimentos
	LÍMITE CRATÓNICO APROXIMADO	
ZAMORA (arco plutónico/volcánico continental y metamórficos mayores)	Abitagua	Batolitos alcalinos cálcicos (no-deformados)
	Misahuallí	Andesitas, dacitas, basaltos, aglomerados (no-deformados)
	Isimanchi	Mármoles, metasedimentos inmaduros de grado bajo y unidades metavolcano-sedimentarias (Pre-Abitagua)

La subdivisión (cuarcítica) de Punín exhibe cambios litológicos de norte a sur. En las "ventanas" del sector de Punín y Guamote las cuarcitas son de color pálido a gris, rosado o rojo y varían de grano medio tipo feldespático a grano grueso, a conglomerados con clastos de hasta 1cm. Están intercaladas con pizarras negras, grises, púrpuras, verdes, o pálidas, las cuales en la cantera (a 200m de Punín) esencialmente no están metamorfizadas. Otras características son, la presencia de areniscas ferruginosas, y concreciones de arcilla, en algunos lugares ferruginosas, de hasta 20cm en las cuarcitas. Las cuarcitas gruesas muestran clastos angulares subredondeados dominados por cuarzos lechosos con clastos subordinados de cuarzo ahumado, hojas de fangolita y volcánicos ácidos recristalizados de grano fino ricos en pirita, en una matriz de cuarzo fino más redondeado.

Hacia el sur, alrededor de Palmira, los conglomerados permanecen grises pálidos, pero las cuarcitas son grises o negras debido a la presencia del cuarzo ahumado. Se vieron también clastos de cuarzo azul. La fracción pelítica es gris a negra sin las intercalaciones multicolores de los afloramientos del norte.

Más al sur, a lo largo de los ríos Zula, Silante y San Pedro, la subdivisión de Punín es enteramente de color gris a negro. Las cuarcitas son de grano fino a medio, pobremente seleccionadas, dominadas por clastos de cuarzo ahumado con cuarzo azul en menor proporción.

Al norte de la "ventana" de Punín hay un afloramiento de cuarcita cerca de San José de Poaló atribuido a la subdivisión de Punín, mientras que a 180km al norte, las "ventanas" del basamento de Ambuquí (subdivisión Ambuquí) comprenden cuarcitas y filitas negras de aspecto similar al área tipo. Es probable que la división Guamote forme una faja continua cubierta por los volcánicos Cenozoicos del valle interandino.

2.2.2 Tectónica de la división Guamote

En la región de Riobamba-Cuenca el rasgo tectónico característico de la división es la horizontalidad de las estructuras tectónicas manifestadas como clivajes y flancos de pliegues cizallados; esto está en contraste marcado con las estructuras al este de la falla de Peltetec.

Por el norte de la faja de las "ventanas" de Riobamba-Cuenca, el primer clivaje penetrativo (S1) de buzamiento suave (usualmente al E) puede ser identificado subparalelamente a la estratificación. Al sur de Palmira éste es cortado por un segundo clivaje de crenulación (S2) de un buzamiento suave aproximadamente paralelo con el primero. Sobre el área total hay pliegues tardíos, verticales, abiertos-a-cerrados, con rumbo de 70°, en algunos lugares con clivajes de crenulación subvertical; así los buzamientos fuertes de estratificación/S1/S2 pueden ser encontrados. Estas estructuras posteriores se cree que están relacionadas a un evento que afectó también a las secuencias de cobertura Cretácicas.

Los clivajes S1 y S2 son de plano axial a pliegues menores, algunos de los cuales indican transporte tectónico total hacia el oeste (forma "Z" mirando al sur, "S" mirando al norte). En los afloramientos del río 200m al E de Punín, las estructuras pequeñas de fallas inversas en las cuarcitas, indican un movimiento con sentido similar.

A lo largo de la carretera Panamericana al sur de Guamote, hay lentes tectónicos de cuarcitas dentro de las pizarras, indicando un estiramiento de eje E-O a lo largo del primer clivaje.

La tectónica es compleja en la subdivisión Ambuquí, pero la sección principal a lo largo de la carretera Panamericana indica capas de corrimiento con buzamiento orientado al Este con un movimiento total hacia el oeste.

2.2.3 Edad de la división Guamote

La división Guamote está cortada por el plutón Pungalá, datado por el proyecto en 42 Ma (3). La división está suprayacida con discordancia por la Formación Yunguilla Maestrichtiano (ca. 70 Ma) de Bristow et al. (1975), y tectónicamente es parte de un complejo metamórfico con edades paleontológicas, ígneas y metamórficas Jurásicas (este volumen).

2.2.4 Interpretación de la división Guamote

Las litologías son de aguas poco profundas, sedimentos derivados del continente, mientras que la tectónica indica sobrecorrimiento hacia el oeste. Los estudios futuros pueden indicar que las subdivisiones de Cebadas y Guasuntos son una y la misma, pero tectónicamente repetidas.

Casi seguro, la tectónica se relaciona a la "colisión" Peltetec, y se ha sugerido que la división Guamote corresponde a sedimentos de margen pasivo del bloque continental colisionante orientado al oeste (Aspden et al., 1988). Sin embargo, el cuarzo azul en los sedimentos de Guamote puede proceder del granito Tres Lagunas hacia el este (ver 2.6.1), en este caso la división Guamote podría representar una cuenca molásica de colisión posterior siguiendo al cerramiento oceánico.

2.3 Falla Peltetec

Esta es una nueva línea tectónica importante en el Ecuador que separa las divisiones Guamote y Alao del basamento metamórfico. El reconocimiento se hace en dos campos:

(a) Como un lineamiento neotectónico en las imágenes desde Patate a Cuenca, particularmente a lo largo del Río Chambo. En el campo este lineamiento marca una falla neotectónica, que en Penipe y otras localidades indica un movimiento hacia abajo al oeste de los volcánicos del Cenozoico Superior contra el basamento metamórfico. A este respecto la falla Peltetec puede ser interpretada como la principal falla oriental de la fosa tectónica interandina.

(b) Cuando este lineamiento es seguido en el campo sobre el basamento metamórfico es visto que coincide con una **falla más antigua**, que divide la división continental Guamote de la división oceánica Alao y sus correspondientes dominios tectónicos horizontales y verticales, y marca la línea de la subdivisión ofiolítica Peltetec.

La falla Peltetec es importante ya que ella representa el rejuvenecimiento de una línea ofiolítica fundamental que ha sido interpretada como una sutura (1, 2, 3; Aspden et al., 1987; Aspden y Litherland, 1987; Aspden et al., 1988).

2.4 La división Alao

2.4.1 La subdivisión (ofiolítica) Peltetec

Esta ocurre en "ventanas" a lo largo de una faja angosta, de 1-2km de ancho, limitada al oeste por la falla Peltetec, manifestada en el basamento como un contacto tectónico con rocas de la división Guamote. La subdivisión puede ser seguida de la "ventana" de Penipe en el norte al Río Zula en el sur, a una distancia de cerca de 85km.

Hay cinco secciones accesibles (2) a través de la subdivisión; las tres primeras contienen rocas ofiolíticas ígneas que han sido estudiadas petrográfica (4) y geoquímicamente (3):

(a) **Penipe**: A lo largo del camino al sur del Río Blanco hay metabasaltos verdes, de grano fino, clivados; filitas negras (fangolitas volcanoclásticas); serpentinitas negras con vetas de magnesita; piroxenitas y hornblenditas.

(b) **Río Alao:** A lo largo de la carretera antes del poblado de Peltetec hay afloramientos y rodados ofiolíticos y más afloramientos en la colina norte.

Muchas de estas muestras son de basaltos alterados, en lugares microporfiríticos. La alteración es moderada: a cuarzo, albita, carbonato, sericita, clorita y epidota: compatible a la reacción con agua de mar calentada. Hay también brechas hidrotermales y variedades fuertemente esquistosas; doleritas ocurren con alteración espilítica.

Las rocas plutónicas pueden ser divididas en aquellas en las cuales la alteración ha destruido casi todos los componentes primarios y aquellas en las cuales la augita es substancialmente no alterada. En el primer grupo, hay rocas en las que los contactos primarios de los granos están preservados indicando alteración "estática" para formar minerales como: brucita, tremolita-clorita, cuarzo-hematita-sericita (después de plagioclasa), carbonato y albita. Las rocas plutónicas con fábricas deformadas incluyen serpentinitas tremolíticas foliadas y gabros cizallados ricos en brucita (después de piroxeno) y periclasa (después de feldespato).

El otro grupo de rocas plutónicas menos-alteradas comprende gabros de olivino melanocráticos y peridotitas. En general la plagioclasa está reemplazada por pseudomorfos de material criptogranular café, subopaco, y el olivino por pseudomorfos de serpentina o clorita con cuarzo. El piroxeno (augita) ha resistido la alteración. Un espécimen indica zonas de trituración penetrativa probablemente debido al poder de penetración del gas y la fluidización resultante sugiere interacción con actividad eruptiva tardía, cerca de la superficie, (4).

Las rocas sedimentarias de Alao incluyen cherts, filitas negras y brechas basálticas volcanoclásticas.

(c) **Río Huarguallá:** Ésta es la mejor sección de la subdivisión de Peltetec a lo largo del canal de riego. Las semipelitas de la división Guamote están seguidas hacia el este por filones tectónicos del granito tipo Tres Lagunas con cuarzo azul (ver 2.6.1); luego con 15m de serpentinita de buzamiento con orientación al este, cizalladas hacia la base; seguidos por gabros de olivino y piroxenitas de olivino, basaltos espilíticos, cherts y filitas negras. La mayoría de las litologías pueden ser vistas como tectónicamente aisladas en forma de mélange. Fueron vistas también brechas basálticas sedimentarias (4).

(d) **Carretero Guamote-Atillo:** Aquí la mélange está dominada por cherts negros y marrones, filones de granito con cuarzo azul y con megacristales de feldespato-K ahumado y sedimentos de grano fino silicificados. No fueron vistas rocas ígneas ofiolíticas.

(e) **Río Zula:** A lo largo de la ruta bien expuesta al sur del río la subdivisión comprende una mélange de rocas cizalladas y variablemente silicificadas grises y verdosas de grano fino y filones del granito tipo Tres Lagunas con cuarzo azul, seguidas hacia el este por una mélange de fangolitas y grauvacas con clastos de cherts.

2.4.2 La subdivisión (turbidítica) de Maguazo

Esta ocurre en “ventanas” a lo largo de una faja de 5-10 km de ancho desde San José de Poaló en el norte hasta el Río Paute, una distancia de casi 200km. Las secciones están expuestas en: San José de Poaló, Río Blanco (Patate), Río Patate, Río Blanco (Penipe), Río Alao, Río Huarguallá, Río Atillo, Río Zula y Río Paute. La subdivisión exhibe contactos tectónicos con la subdivisión Peltetec en el oeste y con la subdivisión Alao-Paute en el este a lo largo de la falla San Antonio.

La subdivisión está dominada por una secuencia de grauvacas (turbidíticas)/andesitas. Las turbiditas son de grano fino y silíceas en el Río Maguazo (valle Alao) pero más volcanoclásticas en la Quebrada Totora Yacu (valle Paute), en ambos casos la estratificación gradada está preservada. Las andesitas son típicamente rocas masivas con alguna alteración a rocas verdes y contrastan con las rocas verdes clivadas de la subdivisión adyacente Alao-Paute. Otras litologías incluyen metatobas verdes; pizarras negras, en lugares ferruginosas; mármoles oscuros o pálidos (Huarguallá, Zula, Río Blanco de Patate, Paute); ortocuarcitas rojizas (Atillo, Alao) de grano fino y cherts. Los bloques de chert rojo del Río Jadán (valle Paute) son particularmente notables, mientras que los cherts negros y blancos están expuestos a lo largo del Río Zula junto a metavolcánicos silíceos finos. Un mapeo detallado en el valle Alao (2) indica una secuencia plegada normal, al menos de 3km de grosor, que comprende andesitas/turbiditas seguidas de una faja principal, superpuesta por las turbiditas del Río Maguazo. Una característica de la subdivisión es la ausencia general de la tectónica tipo mélange típica de la faja Peltetec al oeste.

2.4.3 La subdivisión (de rocas verdes) de Alao-Paute

Ésta es esencialmente una secuencia de rocas verdes que ocurren en “ventanas” a lo largo de una faja de 10-25km de ancho desde el Río Pastaza al norte, al Río Paute-Sigsig, una distancia de cerca de 200km. Otros afloramientos pueden estar presentes en el norte cerca de Ambuquí (subdivisión Pacheco) y en el sur cerca de Fierro Urco y Quilanga. La subdivisión está limitada al oeste por la subdivisión Maguazo a lo largo de la falla San Antonio, y al este por la división Loja a lo largo del frente Baños. Las secciones estudiadas incluyen el Río Pastaza, Río Alao, Río Palora (cabeceras) y el Río Paute.

Las meta-andesitas que ahora forman parte de la subdivisión Alao-Paute, han sido previamente reconocidas por Sheppard y Bushnell (1933), Bristow (1973) y Herbert (1977), y fueron incluidas dentro del (ahora abandonado) “Grupo” Paute de Baldock (1982).

La litología principal de la subdivisión es una roca verde andesítica, masiva a cizallada y esquistosa en el norte donde la sobreimpresión tectono-metamórfica es mayor; mientras en lugares preservan minerales/texturas relícticas ígneas en el sur. La mineralogía principal es de facies de esquistos verdes: clorita + albita + cuarzo + epidota ± biotita ± actinolita.

Las litologías menores incluyen esquistos verdes (metatobas), esquistos pelíticos y grafíticos y mármoles oscuros. Los aglomerados son rasgos de los afloramientos a lo largo del Río Paute al oeste de Gualaceo. Hay reportes no confirmados de gneises de cuarzo azul del metagranito tipo Tres Lagunas en las colinas de Alao y al oeste de Gualaceo; si éstas están presentes, se esperaría contactos tectónicos con las rocas verdes de Alao-Paute.

2.4.4 La subdivisión (de esquistos) El Pan

Esta subdivisión litotectónica corresponde aproximadamente a los esquistos El Pan de Bristow (1973); está bordeada por la subdivisión Alao-Paute.

Las meta-andesitas masivas típicas de la subdivisión Alao-Paute están ausentes y la unidad está dominada por esquistos verdes de cuarzo-calcita-clorita, filitas de cuarzo-sericita y esquistos grafíticos, con menos cuarcitas, esquistos de cuarzo-albita-epidota-clorita, esquistos de actinolita-clorita, mármoles negros, calcosilicáticos ricos en epidota y rocas de clinozoisita-tremolita.

2.4.5 La subdivisión (de rocas verdes) Pacheco

Estas rocas están expuestas a lo largo de la carretera Panamericana en el valle del Chota, cerca de Ambuquí, en el norte del país. Ellas están en contacto tectónico con la subdivisión de Ambuquí (división Guamote). Las rocas verdes son de afinidad basáltica, pero están agrupadas provisionalmente con la división Alao a causa de la escasez de otros vestigios ofiolíticos. El contacto tectónico probablemente representa a la falla Peltetec, o a un ramal de la misma estructura.

2.4.6 Tectónica de la división Alao

Con excepción del afloramiento occidental de la subdivisión de Peltetec en el valle Huarguallá con inclinación suave orientada al este, las rocas de Peltetec son foliadas subverticalmente, en un contraste marcado a las semipelitas de la división Guamote que se orientan al oeste. En exposiciones buenas los planos de cizalla pueden ser vistos "refractados" alrededor de cuerpos competentes dentro de la mélange.

Las rocas de la subdivisión Maguazo no exhiben los rasgos de la mélange. En el Río Maguazo, en el valle Alao, una primera fase sinclinal puede ser elucidada usando indicadores de dirección más joven en las turbiditas gradadas; el pliegue es apretado a isoclinal, con dirección más joven hacia arriba con plano axial subvertical y hundiendo suavemente al sur. Un pliegue similar puede ser visto en las turbiditas de la Quebrada Totora Yacu a lo largo del valle del Río Paute, 120km al sur, y es probable que haya una traza axial sinclinal D1 común dentro de la subdivisión Maguazo que determina esencialmente su afloramiento.

En el valle Alao el cambio de las rocas de Maguazo a Alao-Paute a través de la falla San Antonio está marcado por la apariencia de una penetrativa esquistosidad S2 con buzamiento fuerte en las rocas posteriores junto con un grado metamórfico mayor dentro de las facies de esquistos verdes, ejemplo, desarrollo de esquistos. En las mismas rocas a lo largo del lado norte del valle de Pastaza la misma esquistosidad S2 es plano axial a pliegues D2 apretados de estratificación/S1 con ejes subhorizontales. La disposición pre-D2 de estratificación/S1 parecería ser subhorizontal en este sector, indicando una fase de sobrecorrimiento temprano D1. No está definido si el D1 de Maguazo corresponde a D1 o D2 en estas rocas de Alao-Paute; lo que es cierto es que la falla San Antonio marca un cambio en el dominio tectónico. Hacia el sur a lo largo del Río Paute un clivaje penetrativo S1 de buzamiento fuerte está presente en todas partes; no hay mayor sobreimpresión D2.

2.4.7 Edad de la división Alao

Varios intrusivos que cortan la división Alao han sido datados por el método K-Ar. Las edades de la granodiorita Magtayán (3, Kennerley, 1980) están en el rango de 70-80 Ma; los del complejo Tampanchi (4), 60-80 Ma; los del plutón Amaluza, 40-50 Ma. Las filitas de la división han sido datadas por K-Ar en 90 Ma (Kennerley, 1980) y las meta-andesitas en 100-140 Ma (3). Todas éstas son edades mínimas.

Está claro que la Formación Yunguilla Maestrichtiano (Bristow, 1973) yace discordantemente sobre la división Alao, aunque la presencia de lavas andesíticas en esta secuencia fue un factor que condujo a su correlación con el basamento metamórfico (Bristow, 1973).

Muestras de bloques rodados del Río Jadán (valle de Paute) de filitas calcáreas y cherts de la subdivisión Maguazo han registrado palinoflora (3) de edad Calloviano-Oxfordiano (156-169 Ma), en particular *Tubotuberella eisenackii*. Las muestras contenían acritarcos retrabajados del Ordovícico Inferior.

Las muestras de afloramientos de los metasedimentos de Maguazo y de Alao-Paute a lo largo del valle de Paute confirmaron la palinoflora Jurásica (4) y también sugirieron la presencia de acritarcos del Paleozoico inferior.

2.4.8 Interpretación de la división Alao

Las litologías de la subdivisión Peltetec forman un conjunto ofiolíticamente relacionado. Los basaltos y sedimentos pueden representar la parte superior de la corteza oceánica; la dolerita, los niveles medios; las rocas plutónicas, cámaras magmáticas subcorticales. Otras rocas pueden representar alteración y deformación a lo largo de las zonas cizalladas dentro de la mélange. Así la división Peltetec ha sido interpretada como una sutura de colisión fundamental (Aspden y Litherland, 1987; Aspden et al., 1988).

Las subdivisiones Jurásicas medias-superiores de Maguazo y Alao-Paute han sido interpretadas como fajas de antearco y arco de isla respectivamente (Aspden et al., 1987) y, junto con la subdivisión Peltetec, forman un "terreno" oceánico intercalado entre la falla Peltetec y el frente Baños.

2.5 El frente Baños

Esta es otra falla recientemente descubierta y fundamental para el conocimiento del complejo metamórfico de la Cordillera Real. La estructura toma la forma de un hiato, visto primero al este de Baños, que marca un cambio en litotipos y el grado metamórfico a través de una variación de ancho de rocas fuertemente deformadas de buzamiento fuerte.

Del Río Pastaza (Baños) al Río Upano, el frente Baños está marcado hacia el este por la aparición de esquistos pelíticos, gneises y granitos de la división Loja en contra de las rocas verdes de Alao-Paute. Hacia el sur, a lo largo del Río Paute, sin embargo, los cambios litológicos no son notables: dos secuencias de rocas verdes están yuxtapuestas (Alao en contra de Salado).

Hacia el sur, alrededor del sector de Sigsig, el frente Baños de nuevo está marcado por un cambio litológico dentro de una faja milonítica de 5-7km de ancho afectando a las rocas verdes de Alao-Paute y al granito Tres Lagunas. Hay buzamientos hacia el oeste y tanto las lineaciones minerales como los indicadores del sentido de movimiento sugieren un corrimiento hacia el este. Hacia el norte, cerca de Baños, sin embargo, las lineaciones se hunden al SO con ángulos bajos a intermedios, y hay una sugerencia de una componente dextral de movimiento a lo largo del frente.

Al norte de Baños el frente está tentativamente proyectado bajo las rocas de cobertura Cenozoica para dividir las áreas de basamento de Ambuquí y Monte Olivo. En el Sur, parece que el frente sigue la línea de la falla Las Aradas, limitada al este por los afloramientos del granito Tres Lagunas, y al oeste, en Quilanga, por las rocas verdes de ¿Alao-Paute?

2.6 La división Loja

2.6.1 La subdivisión (granítica) Tres Lagunas

Al este del frente Baños afloran en distancias considerables: granitos de biotita y gneises, en algunos lugares contienen cuarzo azul, moscovita y granate. Tales rocas han sido vistas previamente en Tres Lagunas, cerca de Saraguro por Kennerley et al. (1973), alrededor de la mina Peggy (Harrington, 1957), y Papallacta (P. Duque, comentario personal) pero los estudios actuales han trazado dos fajas principales: Oyacachi-Río Palora; y Sevilla de Oro-Límite con el Perú; aunque sin expresión fotogeológica entre las travesías la interpretación es necesariamente conjetural. Así, el granito representa un nuevo componente importante en la geología de la Cordillera Real. Al norte de Oyacachi la faja se manifiesta probablemente como las pegmatitas de Monte Olivo, pero entre el Río Palora y Sevilla de Oro, por ejemplo, a lo largo de las travesías del Río Upano y el Río Paute, hay muy poca o ninguna evidencia del granito. Los afloramientos más accesibles ocurren en la mina Peggy, otros en Agoyán y alrededor de la cuenca de Malacatus.

Pequeños afloramientos de rocas del tipo Tres Lagunas ocurren, fuertemente cizallados, al oeste del frente Baños dentro de la subdivisión de Peltetec (ver 2.4.1); tales afloramientos podrían ser cruciales en cualquier interpretación de tectónica de placas.

En esta subdivisión se ha hecho un trabajo especializado importante, tanto en términos de análisis químicos (3, 4) como en estudios petrográficos por Atherton (2), Dangerfield (3) y Fortey (4).

Los granitos de la subdivisión Tres Lagunas invariablemente indican evidencia de la deformación y metamorfismo, variando de alteración incipiente en rocas masivas con texturas ígneas preservadas, a la formación de granitos gnéisicos y miloníticos, y augen gneises (gneises de ojos). Han sido vistos contactos tectónicos con las rocas hospedantes y en el Mapa 2 la mayoría de los contactos son interpretados como tales. Las fajas típicas de rocas altamente deformadas están interdispersadas con menos deformación, sugiriendo una serie de fallas dúctiles (imbricación). Estos rasgos están bien expuestos en el área de Tres Lagunas.

Los granitos más masivos son típicamente de grano medio-a-grueso con megacristales de feldespato alcalino gris, ahumado; cuarzo azul o gris; plagioclasa crema pálida; y biotita (hasta de 1cm de tamaño), con una composición monzogranito-granodiorita restringida; la hornblenda está ausente. Ninguna asociación calco-alcalina ha sido vista, por ejemplo, han sido vistos diorita o gabro. El cuarzo azul se encuentra aún en las variaciones de milonita y puede deberse a la deformación de la estructura del cristal. Sin embargo, debe señalarse que las rocas granitoides de la subdivisión adyacente Azafrán son deformadas de manera similar y nunca exhiben esta coloración de cuarzo.

El granate está dispersado en los granitos, hasta con una composición modal del 30%, y una faja de granito de granate puede ser mapeada entre Oyacachi y Papallacta; también cordierita ha sido reportada. La moscovita es común; normalmente están presentes zoisita y clorita como también cantidades trazas de apatita y opacos.

Los xenolitos son relativamente raros, pero han sido observados esquistos verdes de origen metavolcánico/volcanoclástico, variantes de cuarcita y "aplitas" de composición similar a la roca hospedante. Xenolitos semipelíticos parcialmente asimilados fueron vistos en los bloques río arriba de la Cascada Agoyán (Río Pastaza); hay una fase de plegamiento de pre-granito. Estos bloques también exhiben diques anfibolíticos de afinidad basáltica/dolerítica sin-intrusivo, los que han sido observados en otras unidades de la división Loja (ver 2.6.4). La foliación marginal en los diques es paralela a la foliación de ojos del metagranito. La Cascada de Agoyán bien fotografiada exhibe lo que parece ser un dique anfibolítico cortando el granito Tres Lagunas.

Rasgos magmáticos tardíos incluyen la formación de megacristales de pertita ahumada, moscovitización, epidota, alteración de feldespato a sericita-zoisita, recristalización de biotita, y crecimiento de turmalina café. Las fábricas secundarias granoblásticas están difundidas acompañadas por una reposición parcial de feldespato y mica por cuarzo.

Las milonitas comprenden el crecimiento de una nueva generación de biotita junto con moscovita, epidota, calcita y clorita. Las milonitas están cortadas por vetas no deformadas de pegmatita de feldespato-K, y de cuarzo-feldespato-turmalina.

Pegmatita de turmalina y "greisen" de cuarzo-moscovita-turmalina son comunes al este de Gima, y al norte de Catamayo en el nuevo carretero de Loja-Saraguro. También se encuentran al oeste de la cuenca de Malacatus en el sector de la Loma del Inca. Al norte de Oyacachi rocas similares conteniendo turmalina están asociadas con la faja pegmatítica de Monte Olivo (4). Ésta es una faja angosta (1-2 km de ancho) de aplogranitos gnéisicos y masivos, pegmatita y esquistos pegmatizados, con megacristales de pertita, turmalina, moscovita, ilmenita y zoisita verde.

Los análisis químicos indican que los granitos son altos en cuarzo incluyéndose en el granito tipo "S" en el diagrama K_2O/Na_2O de Chappell y White (1974) (3, 4); los estudios de Rb-Sr indican una proporción alta inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (>0.71)

2.6.2 La subdivisión (de esquistos y paragneis) Agoyán

Esta unidad de rocas metamórficas pelíticas y semipelíticas se extiende desde la frontera con Colombia al Río Upano, al sur la misma es reemplazada como hospedante del granito Tres Lagunas por las semipelitas de Chigüinda excepto por un sector al norte de Loja. Los afloramientos más accesibles están a lo largo del camino justo al este del túnel de Agoyán cerca de Baños; otros ocurren cerca de Monte Olivo y Papallacta.

Las litologías están dominadas por esquistos y paragneis de moscovita-granate de grano medio-a-grueso, con cristales de granate de tamaño de hasta 1cm en Agoyán y el Río Palora; también puede desarrollarse biotita, cloritoide y clorita. Pueden estar presentes ortocuarcitas delgadas de grano fino y ciertas secuencias son de carácter semipelítico; puede ocurrir esquisto negro con grafito. Cerca de Monte Olivo hay metapsamitas de grano medio, con un componente feldespático significante.

Los paragneises son rocas de grano medio-a-grueso con un componente cuarzo-feldespático aumentado. En el Norte, al este de San Gabriel y Monte Olivo, estos pueden ser diferenciados de los esquistos. Los bloques rodados del Río Chalpi de Papallacta indican las vetas pequeñas de granito concordantes y cizalladas, indicando la migmatización incipiente. Algunos de los gneises al este del frente Baños hacia el Agoyán contienen vetas de cuarzo azul.

2.6.3 La subdivisión (semi-pelítica) Chigüinda

Las rocas semipelíticas dominan el complejo metamórfico del sur de la Cordillera Real formando una faja de 10-30km de ancho desde la frontera con el Perú al norte hasta la carretera Gualaceo-Limón; esta faja es hospedante del granito Tres Lagunas y previamente Kennerley (1973) y Trouw (1976) han llevado a cabo estudios. Más al norte rocas similares a las de la subdivisión Chigüinda han sido identificadas en el Río Upano y por los páramos del Antisana donde aflora extensamente sobre el cinturón horizontal de Cuyuja en forma de nappes. Afloramientos bien accesibles ocurren a lo largo de las carreteras de Gualaceo-Limón, Loja-Zamora; Sigsig-Chigüinda y Loja-Catamayo.

Las litologías comprenden una secuencia monótona de cuarcitas grises generalmente de grado bajo e impuro; metalimolitas; filitas grises a negras, grafíticas en lugares; pizarras; y ocasionalmente grauvacas. Las rocas metavolcánicas verdosas son muy raras. Los planos de estratificación están preservados, pero no las estructuras sedimentarias. Aparte de la sericita y clorita, la biotita y el granate han sido observados particularmente sobre un sector localmente horizontal y esquistoso a lo largo de la carretera Gualaceo-Limón (ver además Trouw, 1976), mientras que estaurolita ha sido identificada en una muestra de la carretera Catamayo-Loja.

2.6.4 La subdivisión (anfibolítica) Monte Olivo

Anfibolitas basálticas actinolíticas ocurren como una faja pequeña al oeste de Monte Olivo y los afloramientos a lo largo de la carretera indican intercalaciones ¿sedimentarias? Con las metapsamitas adyacentes, que hacen pensar en flujos originales de basalto.

Hacia el sur, a lo largo del Río Anatenorio, afloran anfibolitas similares, pero éstas son claramente discordantes a la estratificación en los esquistos de Agoyán adyacentes, aunque deformados y metamorfizados con ellos. Esto indica que estos cuerpos basálticos/doleríticos son los mismos que aquellos encontrados en el granito Tres Lagunas adyacente, siendo sintectónico y sinintrusivo. Se observaron otras “anfibolitas discordantes” cortando la subdivisión Agoyán a lo largo de las travesías de Baños, Papallacta y Oyacachi, muy pequeñas para indicar en el Mapa 2.

2.6.5 La subdivisión (gnéisica) Sabanilla

Ésta es un conjunto de gneises y esquistos que forman una faja de 10km de ancho al norte de la frontera con el Perú por 150 km, limitada por contactos tectónicos con la subdivisión Chigüinda al oeste y la división Zamora al este. Afloramientos bien accesibles ocurren a lo largo de las carreteras de Loja-Sabanilla-Zamora y Loja-Zumba y a lo largo del camino a Pico Toledo.

La subdivisión comprende rocas metaplutónicas foliadas, posiblemente sintectónicas, de composición granodiorita a tonalita asociadas con metasedimentos que contienen granate, estaurolita, sillimanita y cianita; un conjunto metamórfico de grado medio-a-alto. Son también relativamente comunes: anfibolitas de hornblenda-biotita especialmente dentro de los plutones y sus formas indican diques originales.

Los plutones son tectónicamente foliados y contienen xenolitos gnéisicos y franjas pequeñas de moscovita-biotita. Han sido observadas rocas migmatíticas (ver también Trouw. 1976) pero éstas no están desarrolladas regionalmente y pueden relacionarse con zonas de contacto.

2.6.6 Tectónica de la división Loja

Al norte de Baños, las rocas de la división Loja al oeste de la falla de los Llanganates están caracterizadas por una segunda esquistosidad (S2) de rumbo andino, subvertical o con un buzamiento hacia el oeste similar a aquella al oeste del frente Baños; las lineaciones minerales son horizontales (rumbo andino) o con hundimiento al sur con un ángulo bajo a moderado. Ocurren fajas angostas de foliación tectónica horizontal, ejemplo al norte del Río Antisana, pero éstas son esencialmente de forma monoclinal. Al este de la falla de los Llanganates, sin embargo, las rocas de las subdivisiones de Agoyán, Tres Lagunas y Chigüinda, aisladas por los cuerpos de skarn y serpentinita (ver 2.9), forman los niveles tectónicos del gran cinturón horizontal de Cuyuja de rocas de nappes tectónicamente puestas sobre rocas de la división Salado; hay, aún en intercalaciones tectónicas delgadas de 1m, la presencia del granito Tres Lagunas en esta secuencia de nappe, adentro de la cual fueron notados los pliegues horizontales D2 con tamaño de onda de hasta 30m. Así de las cabeceras del Río Cosanga hasta la falla subandina, el valle de Cosanga está flanqueado por colinas de cima-horizontal que comprende la subdivisión Chigüinda con foliación S2 y planos axiales subhorizontales; la faja horizontal de Cuyuja tiene en total un ancho de 20km incluyendo la zona de la sinforma abierta-a-cerrada de Urcucocha, la que ocurre de Sara Urco a Urcucocha y está marcada por klippes de campos de skarn (2.10.1).

Al sur de Baños la división Loja está dominada por una progresión (tectónica) hacia el este del granito Tres Lagunas, a través de las semipelitas de Chigüinda a los gneises de Sabanilla. Todas estas unidades están cortadas por una foliación tectónica D2 de rumbo andino la que generalmente está fuertemente buzada al oeste y repliega un D1 de rumbo andino. Una faja de foliación horizontal limitada ocurre cerca del frente Baños en el oeste, pero, como en el norte, esta es monoclinal en forma gruesa. El contacto de la falla que marca el margen oriental de la subdivisión de Sabanilla en contra de la división de Zamora buza suavemente al oeste.

La presencia de las foliaciones horizontales o con buzamiento al oeste, y las lineaciones minerales subhorizontales indican un corrimiento hacia el este con una componente horizontal (transcurrente).

2.6.7 Edad de la división Loja

Kennerley (1973) consideró que las semipelitas de la subdivisión Chiguinda eran de edad Paleozoica en base a su supuesta continuidad con las rocas metamórficas del Perú suprayacidas por sedimentos Jurásicos (Gerth, 1955).

La subdivisión Agoyán ha proporcionado las edades K-Ar “más antiguas” de la Cordillera Real. Los estudios K-Ar del proyecto, de los gneises de Agoyán del Río Chalpi de Papallacta produjeron edades biotita de ca. 881 y 844 Ma; edades hornblenda de ca. 342 y 306 Ma; y edades moscovita ca. 74 Ma (4). Un dique anfibolítico cercano dio ca. 365 Ma (3). Estudios Sm-Nd (9 muestras) en el gneis de granate de Papallacta dio 1744 ± 787 Ma (MSWD: 73.3) (4). Evernden (1961) reporta una sola edad K-Ar de 417 Ma del esquisto de Agoyán, pero la edad moscovita/clorita del mismo sector es de 60-90 Ma (3; Feininger y Silberman, 1982; Herbert y Pichler, 1983).

20 muestras del granito Tres Lagunas (11 del sector de Tres Lagunas, 9 cerca de Malacatus) dieron una edad de 200 ± 12 Ma (MSWD: 169.1) en un ploteo Rb-Sr (4). Ocho edades K-Ar de las muestras de Tres Lagunas fluctúan entre 50 a 90 Ma (3, 4).

Los ortogneises de la subdivisión de Sabanilla de Valladolid dan una errorcrona Rb-Sr de 10 puntos de 357 ± 99 Ma, mientras que aquellas muestras de Sabanilla dan un ploteo de 10 puntos de 198 ± 45 Ma (MSWD: 25.3) (4). Un ploteo Rb-Sr anterior de 8 puntos de los gneises de Sabanilla dieron 233 ± 51 Ma (MSWD: 174.4) (2). 11 edades K-Ar de Sabanilla están en el rango de 65 a 87 Ma (3, 4), con edades biotita mayores que moscovita; pero una edad hornblenda da ca. 130 Ma (3). Anteriormente Kennerley (1980) reportó edades K-Ar de 70-80 Ma.

2.6.8 Interpretación de la división Loja

La división Loja esencialmente comprende el granito Tres Lagunas y sus rocas hospedantes. Las características de los granitos: composición restringida, presencia de granate y cordierita, relación inicial alta $^{87}Sr/^{86}Sr$, hacen necesario separarlos de los otros batolitos de tipo-I (tipo ígneo) de los Andes, e indicar la presencia de plutones tipo-S (tipo sedimentario) generados dentro de la corteza continental (Chappell y White, 1974); estos granitos caen en el campo de tipo-S en su diagrama K_2O vs. Na_2O.

Las rocas hospedantes están esencialmente compuestas por metasedimentos continentalmente-derivados como se indicó en las subdivisiones pelíticas y semipelíticas de Agoyán y Chigüinda; sin embargo, había flujos de basalto y diques máficos sintectónicos. La subdivisión Sabanilla puede representar un segmento de corteza inferior. Así el granito continental Tres Lagunas está asociado con sedimentos continentales.

La evidencia de campo en las formas de xenolitos metamórficos plegados indica que el granito Tres Lagunas intruye corteza continental, los representantes regionales del mismo, las subdivisiones Agoyán y Chigüinda, dan las edades mayores de la cordillera: Carbonífera a Precámbrica. Mientras que tales edades no pueden ser completamente confiables y requieren confirmación, se puede interpretar a la división Loja como corteza continental pre-Jurásica intruida a ca. 200 Ma por el granito Tres Lagunas; el reajuste K-Ar de 50-90 Ma puede ser explicado por los eventos andinos de colisión durante ese tiempo (ver 2.11).

2.7 La división Salado

2.7.1 La subdivisión (plutónica) Azafrán

Una fase plutónica en Azafrán variablemente deformada, en la carretera del Río Pastaza (Baños-Puyo), ha sido observada previamente (Sauer, 1958; Kennerley, 1971) y mapas anteriores han indicado un cuerpo pequeño a ambos lados del Río Pastaza. Los estudios actuales han extendido esta fase plutónica al norte hacia la frontera con Colombia, a una distancia de ca. 250km; y al sur hacia el Río Upano, a una distancia de ca. 100km, proveyendo así a la Cordillera Real de otra cadena de batolitos, junto con los de Tres Lagunas y Zamora. Afloramientos accesibles ocurren solamente a lo largo de las carreteras de Baños-Puyo y a La Bonita.

A lo largo de la frontera con Colombia la subdivisión Azafrán está representada por los plutones de Chingual y Sacha, que pueden ser trazados como una sola unidad al este de Monte Olivo y como fajas imbricadas en los ríos Salado y Oyacachi. Son típicas en esta área del norte granodioritas-tonalitas no deformadas a gnéisicas, grises, de grano grueso, con dioritas subordinadas; son raras las doleritas, hornblenditas y gabros, a pesar de que un gabro pegmatítico forma una zona marginal al plutón Chingual a lo largo de la frontera con Colombia. Megacristales de biotita de hasta 1cm de ancho, suministran una roca granodiorítica manchada; la hornblenda puede estar presente; los xenolitos máficos deformados o no deformados son comunes. Los granitos son raros, la única ocurrencia que hay es la del plutón del Río Cedro a lo largo del Río Oyacachi. A lo largo del Río Diviso, un tributario del Río Salado, las dioritas indican contactos intrusivos con pórfidos feldespáticos, mapeables en una escala de 1:500000.

No hay afloramientos a lo largo de la carretera Papallacta-Baeza y el Río Cosanga, sobre el cual la fase plutónica está probablemente cubierta tectónicamente por la faja de nappes planos Cuyuja. Hacia el sur la subdivisión reaparece en los ríos Chalupas, Mulatos y Pastaza (Azafrán) y está debajo de los páramos al este de Cerro Hermoso. Las rocas son similares a las del norte; un granito o monzonita de cuarzo es de la composición del "plutón Azafrán" de Sauer (1958) y Kennerley (1971) a lo largo del Pastaza, pero está ausente en otras partes, mientras que, al oeste del Río Verde, las dioritas y metadioritas forman una faja plutónica más extensa; el cambio a lo largo de la sección del Pastaza de fajas no deformadas a gnéisicas sugiere un corrimiento tectónico imbricado. Vetas de calcita conteniendo cuarzo, biotita y sulfuros son concordantes a los cizallamientos y todas las rocas que son cortadas por vetas cizalladas epidóticas discordantes tardías. Diques monzoníticos cuarzosos tardíos, no deformados son comunes en el área de los Llanganates y probablemente se relacionan a la fase ígnea Azafrán.

Al sur del Río Pastaza el mapa geológico del Río Palora está basado especialmente en datos de bloques rodados incluyendo muchas granodioritas y dioritas masivas a gnéisicas, de tipo Azafrán. Más al sur, la nueva carretera de Macas a Guamote corta a través de la zona de contacto del norte (granito, pegmatita, dolerita) de un cuerpo no deformado de granodiorita-monzogranito como está evidenciado en bloques rodados de río. Este plutón ha sido incluido con la subdivisión Azafrán por razones litológicas; aunque las rocas gnéisicas están ausentes.

El extensivo granito Condué de difícil acceso, descubierto en los extremos septentrionales del área, es un monzogranito biotítico no deformado, leucocrático, rosado a pálido, homogéneo y de grano grueso. Está tentativamente designado a la subdivisión Azafrán en el Mapa 2A, presumiblemente es una fase post-tectónica.

2.7.2 La subdivisión (volcano-sedimentaria) Upano

Ésta es una secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada geográficamente relacionada a la cadena plutónica Azafrán y formando sus rocas hospedantes. La subdivisión se extiende desde el norte de la Cordillera Real al sur de la carretera Cuenca-Limón, al sur acuña la faja subandina sobre un área donde los volcánicos Upano exhiben muchos de los aspectos “continentales” de la subdivisión adyacente Misahuallí. Exposiciones accesibles ocurren a lo largo de la carretera Guamote-Macas (Río Upano); al oeste de Baeza, en la carretera a Papallacta; y en la sección Cuenca-Limón. Estas rocas de la subdivisión presentes al este de la falla subandina han sido atribuidas previamente a la Formación Paleozoica Pumbuiza (Sauer, 1958) o al Grupo más joven Margajitas (Baldock, 1982).

Al norte del Río Pastaza, son comunes rocas verdes andesíticas y metatobas esquistosas verdes o pálidas, asociadas con rocas volcanoclásticas, grauvacas, filitas grafíticas y pelíticas, y mármoles delgados. Tal afinidad puede ser observada al oeste de Baeza y a lo largo del Río Oyacachi al oeste del Río Santamaría. Hacia el oeste dentro del mismo sector, han sido delimitadas en el Mapa 2A, subunidades que consisten principalmente de esquistos grafíticos y pelíticos. Las últimas rocas pueden contener granate, cloritoide y cianita dentro de las facies de esquisto verde (P. Duque, comentario personal) que pueden parecerse a los esquistos de Agoyán de la división Loja. Las grauvacas volcanoclásticas son de color gris a negro y pueden ser caracterizadas, microscópicamente, por la preservación de clastos individuales de texturas volcánicas con “*peppering*” opaco que pueden permanecer en los mosaicos metamórficos después de una recristalización de cuarzo.

Más al sur el componente metasedimentario es más dominante a lo largo del Río Upano, pero las rocas verdes regresan a dominar a lo largo del Río Paute en donde son difíciles de distinguir de aquellas de la subdivisión adyacente Alao-Paute. Estos metavolcánicos exhiben, petrográficamente, una sobreimpresión variable tectonometamórfica la que en algunos casos destruye la textura original (e.g. fenocristales de feldespato), y son por lo tanto similares a las rocas verdes Alao-Paute; la epidotización local es común y han sido observadas rocas de epidota.

2.7.3 La subdivisión (gnéisica) Santa Bárbara

Estos gneises son huéspedes del plutón Chingual de la subdivisión Azafrán a lo largo de la frontera con Colombia, en la carretera La Bonita. Los gneises son de grano fino a medio, bandeados y ricos en biotita (± hornblenda) y pueden ser derivados de un protolito tipo toba calcárea. No han sido observadas migmatitas sobre este terreno donde Salazar et al. (1986) han sugerido la presencia de una extensión del masivo Garzón de edad Precámbrica en Colombia (Kroonenberg, 1982).

2.7.4 La subdivisión (carbonática) Cerro Hermoso

El Cerro Hermoso, en el corazón de los Llanganates, fue estudiado primero por Sauer (1958) quien describió las litologías y propuso un modelo de corrimiento, que más tarde fue respaldado por Vera y Vivanco (1983). Un mapeo a escala 1:10000 relativamente detallado por el equipo del proyecto (2) indica que la sucesión de Cerro Hermoso está afectada por una fase simple de pliegues verticales y clivaje subvertical y contrasta fuertemente con la faja plana Cuyuja, por el rumbo al norte, donde los planos son tectónicos y donde los modelos de las capas de corrimiento (nappes) pueden ser propuestos.

Las rocas metamórficas de Cerro Hermoso son únicas de la cordillera en las que ellas están muy bien expuestas sobre terreno glacial escarpado y además preservan indicadores de dirección más joven (estratificación cruzada y estructura sedimentaria de fondo), así una estratigrafía local puede ser elucidada. Esta toma la forma de esquistos basales de cloritoide-moscovita-granate, metagrauvacas y metadioritas Azafrán, superpuestas por 80m de esquistos negros y metagrauvacas del tipo de la subdivisión Upano; metagrauvacas con mármoles y meta-conglomerados (10m); seguidos por esquistos negros calcáreos, en lugares mosqueados con andalucita (40cm); mármoles negros con fragmentos conchíferos con esquistos cálcicos con cloritoide y granate (50m); esquistos cálcicos negros (10m); y finalmente, al menos 350m de una secuencia calcárea bandeada de carbonatos negros débilmente metamorfizados, con fauna conchífera parcialmente recristalizada, pizarras y metapsamitas pálidas que comprenden la cima principal. La misma secuencia forma una faja con buzamiento fuerte, más joven hacia el oeste, al oeste de Cerro Hermoso, del Río Pastaza al Río El Golpe.

Otros horizontes de carbonato dentro de la división Salado son también atribuidos a la subdivisión Cerro Hermoso en el Mapa 2. Uno de estos forma un ‘marcador’ en los nappes de Cuyuja entre las divisiones de Loja y Salado. Las rocas son generalmente mármoles oscuros o pálidos, o esquistos calcáreos, pero en el Río Cosanga predomina la dolomita? impura fuchsítica.

2.7.5 Tectónica de la división Salado

En la parte norte del área, las cuatro subdivisiones de la división Salado exhiben una o dos fases comunes de la sobreimpresión tectonometamórfica ocasionando regímenes tectónicos horizontales o verticales.

La fase plutónica Azafrán exhibe zonas cizalladas subverticales en todo lugar y su patrón de afloramiento indica la presencia de repetición tectónica en forma de imbricaciones de corrimiento. Sin embargo, sobre la faja plana de Cuyuja está claro que las unidades de la subdivisión Upano junto con las serpentinitas (ver 2.9), rocas de skarn (ver 2.10.1), y las unidades de la división Loja tienen corrimiento horizontal con dirección al este sobre la faja subvertical de Azafrán-Cerro Hermoso en la forma de un corrimiento de techo dúplex; el contacto es bien marcado en la base del campo de skarn de El Placer (2.10.1). Los nappes de la faja plana de Cuyuja son de edad local D2 y entierra las rocas plutónicas de niveles tectónicos inferiores. Lineaciones minerales alrededor de Azafrán buzan suavemente al sur y estudios microtectónicos sugieren un movimiento con componente dextral (4).

Las rocas de la división Salado de la faja plana Cuyuja están yuxtapuestas contra las unidades verticales hacia el este a través de la falla subandina. Esta secuencia vertical comprende el basamento de las divisiones Salado y Zamora junto con las Formaciones cretácicas, las que exhiben evidencias de clivaje en unidades pelíticas.

Al sur del Río Pastaza las rocas de la división Salado comúnmente indican foliación subvertical tectónica, con pocas foliaciones “horizontales”, y evidencian apilamiento de corrimiento subvertical con dirección al este.

2.7.6 Edad de la división Salado

La mejor interpretación de 10-puntos de 'errorcrona' Rb-Sr para el metaplutón Chingual da una edad de 156 ± 21 Ma (MSWD = 2.8) (2). Las siete muestras recogidas del granito de monacita de cuarzo Azafrán dieron una isócrona Rb-Sr de 120 ± 5 Ma (MSWD = 2.4) (2) (inicial $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7046$). Sin embargo, dos muestras de diorita del sector de Río Verde entregaron edades K-Ar concordantes de hornblenda-biotita de c. 128 Ma y c. 173 Ma (2). Tres edades K-Ar de biotita de los granitos están reajustadas a 47-51 Ma, mientras que tres edades K-Ar de biotita del plutón Chingual están reajustadas en 19-20 Ma y dos edades K-Ar del plutón adyacente Sacha están reajustadas en 25-34 Ma. Los esquistos de la subdivisión Upano de la carretera de Papallacta-Baeza dan edades reajustadas de 82 Ma (Kennerley, 1980), 59 Ma (Herbert y Pichler, 1983) y 54 Ma (Feininger y Silberman, 1982).

Kennerley (1971) y Vera y Vivanco (1983) consideran a las rocas de Cerro Hermoso de edad Cretácica y hay informes de foraminíferos (Vera y Vivanco, 1983); las láminas delgadas del proyecto han indicado faunas pobremente preservadas.

2.7.7 Interpretación de la división Salado

La división comprende la fase plutónica, calco-alcalina, tipo-I de Azafrán y rocas hospedantes en la forma de las subdivisiones de Cerro Hermoso, Santa Bárbara y Upano. La última unidad puede ser considerada como una nueva faja de rocas verdes similar a la de Alao-Paute. Los contactos con el plutón son principalmente tectónicos pero la presencia de esquistos verdes veteados y epidotizados indican la proximidad de la fase ígnea. La andalucita y granates "esponjosos" de Cerro Hermoso junto con la evidencia regional de campos de skarn (ver 2.10.1) sugieren que la intrusión y la tectónica fueron esencialmente contemporáneas.

La división Salado corresponde a un arco volcánico-plutónico situado junto al margen continental. Los volcánicos formaron flujos y tobas andesíticas en un ambiente marino inestable con subsistencia turbidítica relacionada y con periodos más estables de formación de carbonato marino. Los eventos ígneos y sedimentarios de la división Salado parecen relacionarse al Jurásico Medio/Superior; a la isócrona Rb-Sr de 120 Ma del granito Azafrán es difícil acomodarla dentro de cualquier modelo. Es probable que el "arco" Salado fuese contemporáneo con el arco continental Zamora al este (ver 2.8.2).

2.8 La división Zamora

2.8.1 La subdivisión (plutónica) Abitagua

Este nombre es dado a la cadena de plutones calco-alcalinos esencialmente no deformados, las formas aproximadas de los cuales fueron conocidas antes de que se inicie este proyecto. Los tres cuerpos principales son, de norte a sur, los batolitos de Rosa Florida, Abitagua y Zamora; los tres intruyen la subdivisión volcánica de Misahuallí, esencialmente no deformada.

En el norte el plutón Rosa Florida comprende monzonitas de cuarzo grises, micromonzonitas de cuarzo porfiríticas, sienitas de cuarzo rosadas y microsienitas de cuarzo porfiríticas; son comunes los xenolitos volcánicos frescos. Al este está el plutón metagranodiorítico de La Bonita que es similar al de Chingual.

Hacia el sur, el batolito no deformado Abitagua es esencialmente un plutón monzogranítico de biotita mezclado con volcánicos de Misahuallí (Tschopp, 1953). En la carretera Baños los 2km más occidentales exhiben tabletas de megacristales de feldespato-K mientras que lo que queda es esencialmente de grano grueso y equigranular. Están presentes en lugares diques y xenolitos volcánicos. El margen occidental por el Río Mulatos es una granodiorita xenolítica conteniendo hornblenda y biotita de grano medio, intruida por la fase joven, interna de grano biotítico con megacristales de feldespato-K.

Mapeando dentro del gran batolito de Zamora en el extremo sur de la zona Subandina de la cordillera se ha comprobado una fase plutónica más extensa que incluye al batolito Río Mayo anteriormente aislado (Baldock, 1982). La composición fluctúa entre dioritas y dioritas de cuarzo, hornblenda (± biotita) a tonalitas/granodioritas. Son raros los granitos verdaderos. Las granodioritas de hornblenda porfirítica son comunes al oeste de Guaysimi.

2.8.2 La subdivisión (volcánica) Misahuallí

Ésta incluye las facies piroclásticas superiores “Misahuallí” de la Formación Chapiza (Wasson y Sinclair, 1927; Tschopp, 1953) y nuevas ocurrencias íntimamente relacionadas a la fase plutónica Abitagua, descrita anteriormente. Las litologías comprenden usualmente andesitas y traquitas no deformadas verdes a grises oscuras o púrpuras, con tobas verdosas y aglomerados; lavas almohadillas basálticas afloran en el Río Paute al este de Méndez.

En el norte de la subdivisión Misahuallí, ocurre como el nivel más alto de las facies ígneas del plutón Rosa Florida en dirección hacia el sur; el contacto es una línea marcando la entrada de los aglomerados y las tobas verdes. Al oeste de la falla regional Cosanga, a los volcánicos silíceos metamorfizados, aglomerados y rocas verdes se los encuentra asociados con el metaplutón de La Bonita y también son incluidos en esta subdivisión. Hay afloramientos cerca de la falla Cosanga y en los bloques rodados del Río Cofanes compuestos de una litología volcano-sedimentaria silícea de grano fino, en lugares hornfélsicas y conteniendo granate.

Volcánicos y aglomerados verdes y púrpuras similares a los de tipo Misahuallí están deformados al oeste de la falla Cosanga en el Río Salado y la presencia de rodados sugiere una transición lateral (aumentando contenidos sedimentarios) hacia adentro de la subdivisión volcano-sedimentaria Upano de la división Salado.

A lo largo del Río Mulatos y al norte (Ing. O. Dávila, comunicación personal) el margen occidental del batolito Abitagua está en contacto intrusivo con lavas porfiríticas silícicas no deformadas, pálidas, negras o rosadas en algunos lugares vidriosas, asociadas con brechas de flujo y piroclásticos.

Más al sur la subdivisión reaparece al sur de Limón a lo largo de la zona Subandina y forma el manto del batolito Zamora. Las rocas están dominadas por andesitas de hornblenda y andesitas de feldespato microporfirítico. Están también presentes lavas dacíticas y en algunas áreas son comunes brechas y aglomerados volcánicos gruesos. Intrusivos subvolcánicos menores de nivel alto están dispersados en muchos lugares, estos están asociados con zonas de silicificación, epidotización o feldespatización. Estos intrusivos parecen que consisten de felsitas y/o dacitas, pero también ocurren pórfidos de feldespato y/o cuarzo; algunos pueden relacionarse a fases más jóvenes de volcanismo Cretácico/Cenozoico.

2.8.3 La subdivisión (volcánica-sedimentaria) Isimanchi

Al este de Valladolid y en el Río Isimanchi al este de Zumba, hay afloramientos de rocas volcano-sedimentarias situadas al este de la subdivisión Sabanilla. Las litologías consisten en filitas negras y verdes, metatobas y mármoles con buzamiento fuerte; las últimas varían de azul a cremoso y forman una serie de montes espectaculares con escenario cárstico. Los contactos con los gneises de Sabanilla (división Loja) son tectónicos, mientras que al este hacia el batolito Zamora la unidad es hornfélsica y silicificada; dentro de ella se encuentran xenolitos tipo-Isimanchi.

2.8.4 Tectónica de la división Zamora

En el norte de la división Zamora al este de la falla Cosanga las rocas son esencialmente no deformadas, mientras que las del oeste están afectadas al menos por el evento Cenozoico tardío y probablemente por el evento Jurásico tectono-metamórfico, e.g. las milonitas de biotita a lo largo de la falla de La Sofía que indican lineaciones minerales verticales. Al Sur del Río Salado, sin embargo, la falla Cosanga forma el límite natural entre la división tectonometamórfica Salado en el oeste y en el este la división “cratónica” Zamora.

Más al sur, la posición es similar, con la división “cratónica” Zamora situada al este de la falla de Méndez-Palanda; solamente la división Isimanchi está deformada.

2.8.5 Edad de la división Zamora

Una isócrona de 17-puntos Rb-Sr para el granito Abitagua, usando muestras recogidas en localizaciones al norte y al sur del batolito dieron 162 ± 1 Ma (MSWD = 2.5) (inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7046) (2). Los resultados Rb-Sr de 31 muestras recogidas en tres sectores del batolito Zamora dieron ploteos dispersos. Después de la eliminación de las muestras de vetas tardías félsicas con alto Rb/Sr los resultados del norte dieron 220 ± 64 Ma (inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7047, mientras que los del sector de Río Mayo dan 144 ± 35 Ma (inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7051) (2).

24 edades K-Ar del batolito Zamora y nueve edades K-Ar del granito Abitagua caen dentro del rango 125-195 Ma (3, 4). Entre estos hay edades concordantes de hornblenda y biotita de 152 Ma, 170 Ma. 173 Ma y 186 Ma dentro del sector de Río Mayo del batolito Zamora y edades concordantes de 153 Ma y 154 Ma en el sector NE del mismo batolito.

Fueron identificados bivalvos triásicos (3) de muestras de limolita calcárea gris oscura de afloramientos de un xenolito (?) de la subdivisión Isimanchi (?) menos deformada dentro del batolito Zamora ca. 8km al ESE de Zamora. Las pectinaceas fueron Halobia, Daonella o Eutomonotis y por lo tanto son de edad Triásica Media-Tardía a Triásica Superior. Con más posibilidad son *Eutomonotis richmondiana* y por lo tanto posiblemente del Noriense.

Fueron identificados amonites del Sinemuriense en la Formación Santiago (3) de la nueva carretera cortando por la cordillera de Cutucú de Patuca a Santiago, confirmando así la edad Liásica de esta unidad (Tschopp, 1953).

2.8.6 Interpretación de la división Zamora

Las subdivisiones plutónica (Abitagua) y volcánica (Misahuallí) pueden ser consideradas como una asociación ígnea formada en la región de 150-190 Ma (Jurásica Media a Tardía) e intruyendo a las rocas Triásicas Tardías (210-225 Ma) Isimanchi deformadas que pueden relacionarse a la Formación Jurásica Inferior Santiago (ca. 200 Ma) que aflora en el Oriente.

Las rocas plutónicas forman un conjunto calco-alcalino de tipo-I cortándose y asociándose con volcánicos continentales. Al oeste a través del "frente cratónico", la falla Cosanga-Méndez, parece ser una transición de facies con la división plutónica-volcánica Salado de edad similar.

2.9 Serpentinitas pre-cretácicas al este del frente Baños

Aparte del descubrimiento de las rocas ultramáficas serpentiníticas a lo largo de la subdivisión ofiolítica Peltetec (2.4.1) y dentro del complejo Cretácico Tampanchi (2.11.3) han sido también encontrados afloramientos y bloques rodados de serpentinita al este del frente Baños sobre el basamento metamórfico pre-Cretácico. Sauer (1965) reportó tales litologías como bloques en el Río Guachalá cerca de Cayambe y como afloramientos en el Río Mulatos. Sin embargo, una examinación del mapa de Sauer (1958) y los datos de campo indican que él realizó la travesía por el que ahora es el Río El Golpe/Niágara Grande o Parcayacu; un tributario del Mulatos. Otro descubrimiento en el Río Chalpi de Papallacta (P. Duque, comunicación personal) fue también confirmado por el proyecto. Colony y Sinclair (1932) reportaron afloramientos y bloques en el Río Quijos al oeste de Baeza, peros solamente los bloques fueron confirmados. A continuación, se indican las nuevas ocurrencias de serpentinitas encontradas por el proyecto de norte a sur; ver además las descripciones petrográficas de Fortey (4) y los análisis químicos (3):

(a) **Bloques pequeños de serpentinita masiva:** Río Cofanes, cerca de La Sofía, arriba de la confluencia con el Río Condué.

(b) **Afloramiento de serpentinita fuchsítica verde cizallada**, de 10cm de grosor, en esquistos pelíticos, a lo largo de la carretera, a 100m al oeste del Río El Carmen cerca de Monte Olivo. Otras rocas con fuchsita de color verde manzana han sido observadas como pequeños bloques rodados al norte de la Cordillera Real.

(c) **Bloques grandes de serpentinitas y hornblenditas masivas:** Río Cariyacu, tributario del Río Oyacachi.

(d) **Bloques grandes de serpentinita masiva:** Río Quijos, aguas arriba de la confluencia con el Río Papallacta.

(e) **Bloques grandes de serpentinita masiva:** Río Huagrayacu, cerca de Baeza; observado primero por el Ing. A. Hirtz: seguramente la fuente de bloques reportada en el Río Quijos por Colony y Sinclair (1932).

(f) **Bloques pequeños de serpentinita masiva:** Río Bermejo, al sur de Baeza.

(g) **Bloques pequeños de serpentinita masiva:** Río Aliso, al sur de Baeza.

(h) **Afloramientos de serpentinita masiva:** Quebrada Soledad, al sur del Antisana. Ésta forma una faja de hasta 30m de grosor limitada por filitas grises y negras con láminas cuarcíticas delgadas.

(i) **Al este de (h) hay bloques masivos y cizallados de serpentinita**, esquistos ultramáficos y rocas tremolíticas asbestiformes asociadas en las corrientes que drenan al este y oeste del campo de skarn Urcucocha, y un horizonte de serpentinita plegado (sinforma) está indicado en el Mapa 2A.

(j) **Al este de (i), en las márgenes subandinas del Río Cosanga**, bloques grandes de serpentinita masiva de 6 × 5 × 5 m aparecen en el río. En el Mapa 2A se interpreta esto como una faja serpentinítica subandina.

(k) **Bloques grandes de serpentinitas masivas:** Río Mulatos, aguas abajo de la unión con el Río Langoa.

(l) **Bloques de serpentinita masiva:** Quebrada de Los Incas, un tributario del Río Muyo, cerca de El Triunfo.

(m) **Afloramientos de serpentinita y rocas frescas máficas y ultramáficas** a lo largo de la carretera principal al este de Zumba (Mapa 2B).

Los estudios de campo al momento indican que al norte de la Cordillera Real hay serpentinitas masivas delgadas en la subdivisión subvertical Loja al este de la falla de los Llanganates; una serpentinita masiva delgada relacionada con la base del campo de skarn de Urcucocha; y una serpentinita masiva delgada en la faja subandina desde Baeza hasta el Río Cosanga. Todas estas serpentinitas son similares en su apariencia en el campo, mientras que los estudios petrográficos (4) indican una red de antigorita, formada por alteración estática de roca ultramáfica, con cizallamiento tardío y la formación de magnesita y talco. Entonces puede sugerirse que un cuerpo común fue fragmentado durante el corrimiento para caer en diferentes niveles tectónicos dentro del complejo de corrimiento. Las serpentinitas masivas pueden provenir de lentes de rocas relativamente no deformadas dentro y entre las zonas cizalladas, como están indicadas por los afloramientos de la Quebrada Soledad; no hace falta que ellas sean ofiolitas sobrecorridas.

Es notable que, con la excepción de las serpentinitas de Zumba, todas las ocurrencias están al norte del Río Pastaza, sobre una región marcada por tectónicos de corrimiento y la presencia de la división Salado y los campos de skarn asociados.

El complejo ultramáfico de Zumba ocurre en el extremo sur de la cordillera y define la falla que divide la cuenca Terciaria Zumba de la subdivisión Isimanchi. Al este, cerca de la unión de los ríos Isimanchi y Mayo, hay xenolitos en el batolito Zamora que incluyen gabros hiperesténicos y rocas altamente cloritizadas y epidotizadas que pueden relacionarse con el complejo Zumba.

Las litologías de Zumba (4) incluyen serpentinitas, gabros de cuarzo y una notable norita hornfélsica rica en ortopiroxeno, en la cual la presencia de hornblenda y epidota sugiere la recristalización a temperaturas moderadas bien debajo del solidus. Puede así, ser necesario para postular la incorporación de partes del complejo ultramáfico Zumba dentro del batolito Zamora antes de su serpentinización.

2.10 Skarns

2.10.1 Los campos de skarn en el norte de la Cordillera Real

En 1986, una geotravesía del proyecto por el Río Mulatos identificó bloques rodados de skarn (1), y en 1987 fue llevada a cabo una expedición de seguimiento que exitosamente trazó estos bloques al afloramiento; el campo de skarn El Placer (2). Otros campos de skarn fueron descubiertos por el proyecto en Urcucocha y Sara Urco (3), mientras que el interés del sector privado en los descubrimientos del Mulatos condujo a la identificación de un nuevo campo al este de ese sector. Ahora existe abundante información sobre estas rocas en el proyecto, incluyendo petrografía detallada por Thompson (1), Williams (2) y Fortey (4); y química (2, 3, 4). Las ocurrencias de norte a sur pueden ser resumidas como sigue:

(a) **Pocos bloques de roca de epidota de tipo skarn** fueron encontrados en la Quebrada La Industria cerca de Rosa Florida; no se observaron skarns de granate.

(b) **Fue descubierto un nuevo campo de skarn** en las laderas occidentales de Sara Urco más o menos a 1km de la cima. Están presentes tipos de roca de epidota ricas en granate con mármoles negros. Los tipos conteniendo granate son skarns cálcicos magnetíticos esencialmente de composición de magnetita-epidota-granate-hedenbergita-ferrohastingsita. Hacia el este hay bloques de skarn en el Río El Diviso (tributario del Río Salado), y estos pueden ser derivados de un campo de skarn no descubierto.

(c) **Bloques de skarn ocurren en el Río Chalpi**, un tributario del Río Oyacachi, y casi con toda seguridad estos son derivados de un campo de skarn no descubierto al sur de Sara Urco el cual estaría presente en una base estructural sobre el contorno de los 3500m. También hay bloques de esquistos metasomatizados de origen volcánico o sedimentario; los últimos están dominados por wollastonita (4).

(d) **Grandes bloques de skarn ocurren en el Río Quijos** aguas arriba de su confluencia con el Río Papallacta. Típicamente estos son skarns magnetíticos cálcicos con multicolores de zonas rosas (ricas en granate), verdes (ricas en epidota) y negras (ricas en anfíbol o magnetita) cortadas por vetas de cuarzo o calcita.

(e) **Los bloques del Río Quijos** pueden venir de una extensión al norte del campo de skarn de Urcucocha, descubierta en 1988. A lo largo de la línea de travesía este campo de skarn está preservado como una sinforma de foliación tectónica de buzamiento suave y forma una pequeña colina de 200m de altura. Las rocas son skarns masivos de epidota de grano fino a medio que forman el basal (150m) y un tercio (50m) de unidades en la secuencia tectónica local separada por 80m y superpuesta por 60m de esquistos de origen metatobáceo conteniendo cuarzo-moscovita-biotita. En el campo los skarns de epidota pueden ser derivados de rocas verdes metavolcánicas previas a un evento de corrimiento-cizallamiento, el que produce la foliación subhorizontal.

(f) **El campo de skarn Inga** fue descubierto a niveles topográficos similares a través del Río Mulatos desde el campo de El Placer (Ing. L. Torres, comunicación personal) y un patrón tentativo de afloramiento es indicado en el Mapa 2A asumiendo un campo de skarn horizontal.

(g) **El campo de El Placer**, al este del Río Mulatos fue el primero en descubrirse (2). Rocas verdes anfibolíticas masivas con biotita porfiroblástica están superpuestas al menos por 160m de filones tectónicos subhorizontales identificados en las cascadas de las cabeceras del Río El Placer. Skarns masivos con granate-hedenbergita-ferrohastingsita-epidota-magnetita y skarns de epidota abarcan cerca de la mitad de las rocas, con intercalaciones tectónicas de mármol, esquistos cálcicos, esquistos negros, esquistos con moscovita y albita, esquistos de biotita, meta-andesitas, metadioritas y microdioritas porfiríticas; rocas conteniendo andalucita fueron observadas en los rodados. Las anfibolitas y las rocas de skarn subhorizontales forman los niveles cumbres suprayacentes de los orto- y paragneis con buzamientos fuertes de la división Salado en el Río Mulatos abajo. Subiendo el Río El Placer, el cambio de buzamientos tectónicos subverticales a subhorizontales es transicional y probablemente representa el corrimiento regional de techo dúplex en la base de la faja plana Cuyuja.

(h) **Los campos de skarn de nivel alto continúan al sur de El Placer** como está indicado por los rodados en los ríos El Tigre, Niágara Chico y Parcayacu (Niágara Grande). Existe un afloramiento de skarn delgado de buzamiento fuerte en el último río (Dr. A. Egüez, comunicación personal) interpretado como marca de la falla de los Llanganates; rodados de skarn ocurren en el Río Aguas Blancas, su tributario (Ing. D. Benalcázar, comunicación personal), mientras que en las cabeceras del Río Pavamicuna, otro tributario, hay un klippe? de mármol suprayaciendo los gneises verticales (Merlyn y Cruz, 1986).

(i) **No se observaron skarns en la travesía El Triunfo-Cerro Hermoso**, pero, más al sur, rocas de skarn con epidota-magnetita coronan la zona al oeste de Río Verde junto a la carretera de Baños-Puyo. Esta ocurrencia, que fue descubierta por el Ing. E. Salazar, es la más meridional en los campos de skarn del norte de la Cordillera Real, en el momento de escribir este informe.

Una revisión regional de los campos de skarn al norte muestra klippes tectónicos de nivel alto a lo largo de una faja al este de la falla de los Llanganates y al oeste de la falla Subandina, cayendo dentro de la secuencia de nappes Cuyuja en Urcucocha o corrido directamente sobre las rocas de buzamiento fuerte de la división Salado en El Placer. La erosión Andina ha removido la unidad en todo lugar excepto en la cumbre, lo que cuenta para la falta de reconocimiento anterior a lo largo de los caminos de los valles que cruzan los Andes. En el norte el patrón de afloramiento parece estar controlado por la sinforma Urcucocha y otros campos de skarn pueden ser postulados, sobre bases topográficas y estructurales, entre los ríos Oyacachi y Papallacta, y entre los ríos Oyacachi y Sara Urco, donde los bloques rodados también indican su existencia.

Los campos de skarn al norte de la Cordillera Real son de tipo cálcico magnetítico (Einaudi et al., 1981), que, en una base mundial, usualmente están relacionados a intrusiones dioríticas dentro de las secuencias del arco de isla (andesitas, sedimentos y calizas delgadas). Para los campos de skarn del norte la subdivisión Upano (2.7.2) de andesitas, sedimentos y mármoles es una candidata excelente para el protolito, con las andesitas produciendo los skarns de epidota, como es visto en el campo, y los sedimentos los skarns con granate. Similarmente, la subdivisión Azafrán de granodiorita-diorita correspondería a la fase plutónica para proveer el metamorfismo/metasomatismo de contacto. Sin embargo, los campos de skarn al norte representan los relictos erosionados de una capa de corrimiento de skarn de por lo menos 150km de longitud.

Esto puede ser explicado si la fase de intrusión ocurrió durante el movimiento de la falla de corrimiento de los Llanganates que eventualmente desarrolló los nappes de Cuyuja. Así el complejo Azafrán pudo haber sido caliente en la profundidad de la falla Llanganates, pero frío a niveles altos donde está tectónicamente superpuesto por klippes de skarn; la falla de corrimiento de los Llanganates se movía continuamente a las rocas de la subdivisión Upano skarnificadas por arriba y distantes del plutón caliente produciendo un bloque tectónico continuo de rocas de skarn. Apoyo para este modelo es también encontrado geográficamente en la asociación de campos y rodados de skarn con la fase plutónica Azafrán, y evidencia independiente, e.g. en Cerro Hermoso, de una fase intrusiva sintectónica. Se piensa, entonces que los skarns son derivados como una sola capa por el movimiento de las rocas de la subdivisión Upano en contacto con el plutón Azafrán a lo largo de la falla de los Llanganates. Así, como indican los datos petrográficos y de campo, la formación del skarn sobreimprimió a una fase temprana de tectónica regional y más tarde el skarn fue afectado por una etapa de corrimiento tectónico mayor de nivel alto.

2.10.2 Los skarns de Nambija

No han sido efectuados por el proyecto trabajos de campo detallados en el área de Nambija donde las minas de oro de Nambija, Cambana, Campanilla y Guaysimi son hospedantes de las rocas de skarn. Sin embargo, la información analítica y de campo de Clarke y Viteri (3) y los datos petrográficos de Beddoe-Stephens (2) y Fortey (4), combinados con datos de compañías mineras y valoración regional (Salazar, 1988) indican un ambiente geológico completamente diferente al de las rocas de skarn al norte de la Cordillera Real.

Las litologías comprenden el batolito plutónico Zamora cortado por centros subvolcánicos asociados con lavas y tobas andesíticas y dacíticas, y con mármoles y volcanoclastos calcáreos menores; posiblemente un ambiente de arco volcánico con arrecifes. Las rocas carbonáticas pueden pertenecer a la subdivisión Triásica Superior Isimanchi. Sin embargo, los centros microdioríticos subvolcánicos, que, junto con las fallas de rumbo-N, parecen controlar los depósitos de skarn pequeños y dispersados, pueden o no estar relacionados con el batolito Zamora (Jurásico). Claro que hay centros Terciarios volcánicos que cortan la Formación Cretácica Hollín hacia el este (E. Salazar, comunicación personal). Sin embargo, cualquiera que sea la edad, los skarns son encontrados en un área "cratónica" sin evidencia de eventos regionales, penetrativos, tectonometamórficos. Así ellos son autóctonos y contrastan con los klippes de skarn alóctonos del norte de la Cordillera Real.

Los protolitos de skarn de Nambija son derivados de la secuencia volcano-sedimentaria, una muestra (3) indicando una toba andesítica rica en cristales, alterándose a skarn con grosularia. Un rasgo de estos skarns es la presencia de granate no-isotrópico con patrones de crecimiento distintivos. Los skarns han padecido alteraciones tardías y sus estudios de inclusiones de fluidos (2) indican temperaturas epitermales con salinidad creciente; el oro fue depositado durante este proceso (ver también 3.2.1).

2.11 Geología cretácica

2.11.1 Sedimentos y volcánicos cretácicos

En el Oriente, las rocas del basamento pre-Cretácico están superpuestas con disconformidad por 80-240m de espesor de areniscas cuarcíticas blancas de la Formación Hollín de edad Aptiano-Albiano (115-105 Ma) (Bristow y Hoffstetter, 1977) y derivadas del este. Esto está superpuesto en conformidad por 200-800m de espesor de la Formación Napo compuesta de lutitas marinas y calizas negras de edad Albiano Medio (105 Ma) a Campaniano Inferior (80 Ma); superpuesta por 300-1000m de espesor de redbeds de la Formación Tena, derivada del oeste, de edad Maestrichtiano (75 Ma) a una edad posiblemente Paleoceno Inferior (65Ma) (Baldock, 1982). La sección de la carretera de El Chaco al Río Salado exhibe una zona de transición de 100-200m entre las Formaciones Hollín y Napo con capas volcánicas.

A lo largo de la región subandina, en la faja angosta entre las fallas subandina y Cosanga-Méndez, estas formaciones Cretácicas están involucradas en una zona de corrimiento imbricada Terciaria Superior, la que afecta a las unidades Miocénicas (Baldock, 1982).

En el oeste de la Cordillera Real, afloramientos Maestrichtianos de la Formación Yunguilla parecen superpuestos con discordancia sobre las subdivisiones metamórficas de Guamote y Alao al norte de Cuenca. Ellas comprenden lutitas negras, tobas y areniscas tobáceas. A lo largo del Río San Pedro se observaron lavas andesíticas intercaladas, y algunas de las rocas verdes a lo largo de la carretera de Azogues a Pindilig parecen estar intercaladas con tobas basales de Yunguilla, aunque Bristow et al. (1975) las colocan en la secuencia metamórfica de la hoja geológica de Cañar. Estas andesitas son similares a las referidas como de la Formación Piñón en la misma hoja que también afloran al este de Guasuntos donde son corridas en ángulos bajos sobre las pizarras de la subdivisión metamórfica de Guasuntos (2.2.1). Más al norte, al sur de Pungalá, hay rocas verdes basálticas atribuidas al Cretácico en el Mapa 2A, pero que pueden estar relacionadas con el plutón Pungalá de 42 Ma.

2.11.2 Granitoides cretácicos

Nuevas edades K-Ar para el plutón Pimampiro (3) dan un rango de 47 Ma a 94 Ma. Sin embargo, edades concordantes de hornblenda y biotita son de 81 ± 3 Ma. El plutón es un cuerpo granodiorítico con megacristales de hornblenda localizada en el extremo norte de la cordillera.

Cinco edades K-Ar de la granodiorita Magtayán (3) indican que esta intrusión fue emplazada alrededor de 75-80 Ma. Este cuerpo aflora al este de Alausí. Kennerley (1980) reporta edades K-Ar similares.

Estas dos granodioritas son stocks no deformados a lo largo del oeste de la Cordillera Real y otras de edad similar pueden estar enterradas por la cobertura volcánica Cenozoica.

2.11.3 El complejo máfico-ultramáfico Tampanchi

Un cuerpo plutónico máfico-ultramáfico fue descubierto en Tampanchi (2) a lo largo de la carretera al este de Taday en donde Bristow et al (1975) reportó anfibolitas. Fueron efectuados estudios geológicos posteriores (3; Pozo, 1990); estudios de K-Ar dieron tres edades entre 60 Ma y 66 Ma (4), esencialmente extendido sobre el límite Cretáceo-Terciario.

El complejo Tampanchi tiene un plano oval aproximado de alrededor de 8km por 4km. El núcleo central comprende serpentinitas y clinopiroxenitas de olivino ultramáficas. Esto está limitado por una zona de piroxenitas (augíticas-hornbléndicas) de texturas cumuláticas; seguidas al exterior por hornblenditas y gabros de hornblenda, en algunos lugares pegmatíticas; y finalmente, basaltos de hornblenda de grano fino que pueden ser hornfélsicos en algunos lugares.

Descripciones petrográficas detalladas se encuentran en Fortey (4).

El conjunto Tampanchi representa un complejo plutónico calco-alcalino con hornblenda dominado por una tendencia desde augitita masiva cumulática hacia una proporción creciente de hornblenda y, en la última etapa, al incremento importante de plagioclasa.

Cizallamiento local ocurre en el complejo Tampanchi, pero las litologías principales son no deformadas y no metamorfizadas; están presentes pequeñas fases granitoides y dioríticas, pero no está claro como ellas se relacionan con el complejo principal. La presencia de gabros pegmatíticos, la ausencia de ortopiroxeno y el patrón aparentemente concéntrico del complejo indica un origen tipo "Alaskan pipe" (Taylor, 1967); tales rocas han sido ahora identificadas en los Urales y Venezuela (Murray, 1972), y Australia (Anon, 1988).

Kennerley (1980) reportó una edad K-Ar de 85 ± 3 Ma de una hornblendita al norte por Magtayán, y los Informes Anuales del Proyecto (2, 3) han sugerido una correlación con Tampanchi. El Ing. D. Benalcázar (comunicación personal), siguiendo estas sugerencias, descubrió un complejo hornblendítico al sur de la Laguna Magtayán y un afloramiento pequeño hacia el oeste por la carretera. Como la granodiorita adyacente (2.11.2), estos afloramientos son ventanas dentro de los volcánicos Cenozoicos y no indican la extensión completa del plutón.

Hornblenditas y gabros de hornblenda del tipo-Tampanchi también son encontrados en afloramientos cerca del poblado de El Azul, entre Tampanchi y Paute y arriba de Shumir, al sur de Paute (Ing. L. Quevedo, comunicación personal). Bloques rodados indican la presencia de otro complejo al sur del Río Upano. Todas estas ocurrencias están indicadas tentativamente en el Mapa 2B, el cual indica así cinco complejos tipo-Tampanchi formando una cadena de posibles ocurrencias de tipo-Alaska, todas cortando las rocas metamórficas de la división Alao.

2.11.4 Edades K-Ar reajustadas del Cretácico Superior-Terciario Inferior

Muchas unidades pre-Cretácicas del basamento de la Cordillera Real dan edades K-Ar reajustadas en la región de 55-85 Ma. Esto es verdadero para los gneises de Sabanilla (2.6.5), los granitos Tres Lagunas (2.6.1) y los esquistos de la Cordillera Real datados por Herbert y Pichler (1983), Kennerley (1980) y Feininger y Silberman (1982); tales edades permitieron a Feininger (1982) proponer que tales esquistos eran de edad Cretácica.

En algunos sectores pequeños el reloj K-Ar no está reajustado y esto es notable particularmente en la división Zamora al este de la falla Cosanga-Méndez; i.e. sobre la zona cratónica. Así las edades por el método K-Ar en el batolito Zamora (2.8.1) son interpretadas como una mejor indicación de edades plutónicas que las dataciones de Rb-Sr.

Parece claro que las rocas al oeste del frente cratónico fueron reactivadas durante este periodo con la liberación correspondiente de argón. Posibles eventos relacionados con esta reactivación incluyen el sistema de subducción que produjo la cadena plutónica de Magtayán-Tampanchi y los volcánicos Cretácicos; y la colisión de la Cordillera Occidental (2.13.2). En el campo es difícil definir una impresión tectónica de esta edad, pero es posible que puedan ser manifestaciones de este evento el plegamiento y cizallamiento que afecta a la Formación Yunguilla y al complejo Tampanchi, y el sobrecorrimiento con dirección SE de los volcánicos Cretácicos sobre el basamento al este de Guasuntos. El último corrimiento está relacionado a pliegues de rumbo-70° abiertos-a-apretados dentro de la faja tectónica plana de la división metamórfica Guamote. Estos pliegues afectan diques y cuerpos félsicos pequeños, los cuales son probablemente de edad Cretácica y son encontrados en otros sectores occidentales de la cordillera, e.g. a lo largo de la carretera a Monte Olivo.

2.12 Geología cenozoica

2.12.1 Sedimentos y volcánicos cenozoicos

Al este y oeste de la Cordillera Real las rocas Cretácicas y más antiguas están superpuestas por sedimentos y volcánicos Cenozoicos. En la Sierra hay numerosas cuencas sedimentarias continentales de agua dulce de edad Mioceno-Plioceno: Chota, Sibambe, Cuenca, Nabón, Loja, Malacatos y Zumba, algunas de las cuales son precursoras del graben Interandino. Grandes mantos de volcánicos Cuaternarios cubren estas unidades más antiguas.

2.12.2 Plutones cenozoicos

Existen muchos plutones de granodiorita-diorita tardíos, no deformados, cortando las rocas metamórficas de la cordillera, y los siguientes han sido datados por K-Ar ahora como Cenozoicos en edad:

(a) **ca. 20 Ma:** plutón Portachuela, cerca de la frontera con el Perú; basado en siete edades (3).

(b) **39 ± 4 Ma:** un plutón pequeño en la carretera Gualaceo-Limón; una edad (1).

(c) **ca. 40 Ma;** plutón Amaluza, Río Paute, basado en cinco edades (Kennerley, 1980).

(d) **43 ± 2 Ma:** plutón Pungalá; ventanas; de cuatro edades (3).

(e) **58 ± 2 Ma:** plutón en la carretera nueva Catamayo-Loja, dos edades (3).

(f) **ca. 60 Ma:** plutón San Lucas, al norte de Loja; promedio de cinco edades (1) y cuatro en Kennerley (1980).

Hay ciertos plutones recientemente descubiertos que permanecen todavía sin datar, e.g. el valle Alao, Río Azuela, y estos podrían ser tan antiguos como de edad Cretácica. También tiene que ser datado el plutón al oeste de Macas y el granito Condué.

Stocks pequeños de pórfido o cuellos volcánicos indicados en el Mapa 2B son ahora asignados a una edad Cuaternaria como fuentes para el manto volcánico Cuaternario. Uno de estos, al sur de Baeza, fue datado en 0.54 Ma (Herbert y Pichler, 1983).

2.12.3 El evento Andino

Los movimientos durante el Mioceno Superior y el Plioceno Inferior son atribuidos al evento Andino. Son responsables por el levantamiento mayor de la Sierra y la distribución general de la altura y depresión del terreno del Ecuador actual (Kennerley, 1980).

El evento Andino sobre la Cordillera Real está manifestado más marcadamente a lo largo de la faja de corrimiento subandino formado como resultado del levantamiento de la Sierra, el bloque al oeste de la falla Subandina, en relación al Oriente. A lo largo de esta faja de corrimiento, la región entre las fallas Subandina y Cosanga-Méndez, las Formaciones Cretácicas están deformadas por una serie de movimientos imbricados de ángulo alto los que localmente producen clivajes penetrativos. Estos corrimientos afectan a las formaciones Miocénicas del este sobre el área del levantamiento del Napo y representa un rejuvenecimiento de las estructuras pre-Cretácicas mayores. Así la falla Cosanga marca en el norte el cambio occidental de rocas no deformadas a deformadas durante los eventos pre-Cretácicos y Andino.

Evidencia adicional del rejuvenecimiento en el Cenozoico Superior se encuentra a lo largo de la falla Peltetec que es tanto la línea de falla del graben neotectónico Interandino como la sutura? ofiolítica Jurásica. De igual manera la falla San Antonio es una línea neotectónica con un lente de volcánicos Cuaternarios a lo largo de su curso a través del valle Alao. El frente Baños puede ser interpretado al momento como la línea de la falla Las Aradas en el sur mientras que la localización de las cuencas Miocénicas y su deformación posterior se relacionan al rejuvenecimiento de las estructuras viejas del basamento (ver Noblet et al., 1988). Se cree que estas fallas también controlaron el emplazamiento de los depósitos oro-polimetálicos epitermal de nivel-alto del Cenozoico Superior sobre la cordillera.

2.13 Historia geológica

2.13.1 Historia pre-cretácica

Los estudios recientes sobre la Cordillera Real, han establecido por primera vez, un patrón geológico suficiente para formar las bases para la especulación en su historia geológica. Sin embargo, este informe no es el indicado para dilucidar todas las implicaciones posibles para tales especulaciones y en lugar de eso, este sumario se limitará a la interpretación básica y la mención de ciertas posibilidades.

El cratón Amazónico en el este se estableció en el Proterozoico (Litherland et al., 1985) y durante el Paleozoico fue el sitio para la acumulación de depósitos de plataforma (formaciones Pumbuiza y Macuma). En los tiempos Triásicos Superiores una cuenca volcánica de “rift” fue desarrollada (división Isimanchi con fósiles Norianos) y durante tiempos Jurásicos Inferiores a Medios esto fue intruido por una asociación volcano-plutónica calco-alcalina (división Zamora), mientras que al este fueron depositadas las calizas de la plataforma Santiago. La división Zamora está limitada al oeste por la cadena magmática paralela calco-alcalina de la división Salado con la secuencia de tipo arco de isla Upano, y se piensa que las rocas Upano pueden ser trazadas a través de cambios de facies por los volcánicos Misahuallí de la división Zamora.

Hacia el oeste ocurren los límites de la enigmática división Loja, limitada a lo largo del frente Baños, por un terreno oceánico Jurásico Medio conteniendo el arco de isla Alao-Paute y la sutura oceánica Peltetec. El cierre de este océano por el oeste por la acreción de la placa Chaucha (Aspden et al., 1988) y el sobrecorrimiento con dirección al oeste de la división Guamote de sedimentos molásicos probablemente marca el principal evento tectonometamórfico del Jurásico Superior/Cretácico Inferior de la cordillera acompañado por un apilamiento de corrimiento de unidades hacia el este, al este de la falla Peltetec. Quizás la colisión fue oblicua (transpressional) para explicar los sobrecorrimientos mayores y la evidencia para movimientos dextrales a lo largo de las fallas superiores. Los filones tectónicos del granito Tres Lagunas dentro de la mélange Peltetec y la presencia de los acritarcos retrabajados en los sedimentos Maguazo son importantes en cualquier modelo acrecional.

Ha sido propuesto un modelo (3) involucrando la generación "colisional" del granito Tres Lagunas tipo-S, durante esta colisión "Peltetec" del Jurásico-Superior, por fricción entre las placas de Sudamérica y Chaucha-Arenillas. Sin embargo, la edad del granito Tres Lagunas parece muy antigua y corresponde más a la de los ortogneises de Sabanilla y la del proyecto de 219 ± 22 Ma (MSWD: 0.4), (Sm-Nd, 10-puntos de ploteo para los gneises de granate de la provincia metamórfica de El Oro (4)). Esta excelente datación fuertemente sugiere la edad de la colisión que produjo la sutura ofiolítica Raspas de esquistos azules, serpentinitas y eclogitas (Feininger, 1980), con rumbo-E y formando el límite norte de la deflexión de Huancabamba (Fig. 3).

Así hay una fuerte sugerencia de que durante los tiempos del Triásico Superior el "rift" Isimanchi fue abierto; el granito Tres Lagunas tipo-S fue emplazado por una colisión colocada dentro de rocas más antiguas de la división Loja (subdivisiones Agoyán y Chigüinda); y las placas de El Oro fueron chocadas a lo largo de la sutura Raspas. Es entonces posible que las rocas de la división Loja estén representadas en El Oro al norte o al sur de Raspas. Para explicar todo esto, la Fig. 3 ilustra un posible mapa de terrenos para el Ecuador; la Fig. 4, su modelo evolucionario; y la Fig. 5, una visión de la colisión Peltetec. Claramente hay muchos modelos posibles especialmente con el componente dextral conocido para el emplazamiento alóctono desde el SO.

El proyecto espera cubrir el área de El Oro como parte del programa de 1990-1992 y se espera que muchas de las respuestas relacionadas a la historia Triásica Superior estarán disponibles. Claramente la rotación y acreción de los terrenos será uno de los objetivos.

2.13.2 Historia cretácica y cenozoica

La colisión Peltetec resultó en un mayor levantamiento representada por la no-secuencia entre los volcánicos Misahuallí y la discordancia de la Formación Hollín en ca. 115Ma. Un levantamiento posterior está manifestado en el Maestrichtiano por la derivación de las Formaciones contrastantes Yunguilla y Tena de la cordillera metamórfica. Este levantamiento se relacionó a la subducción y a la intrusión de los plutones Magtayán-Tampanchi y la aproximación y acreción de las rocas oceánicas de la Costa y de la Cordillera Occidental a lo largo de la sutura Calacalí-Palenque (Aspden et al., 1988). Durante este tiempo el rejuvenecimiento tectónico en las rocas metamórficas al oeste del frente cratónico produjo el reajuste regional K-Ar (Fig. 5).

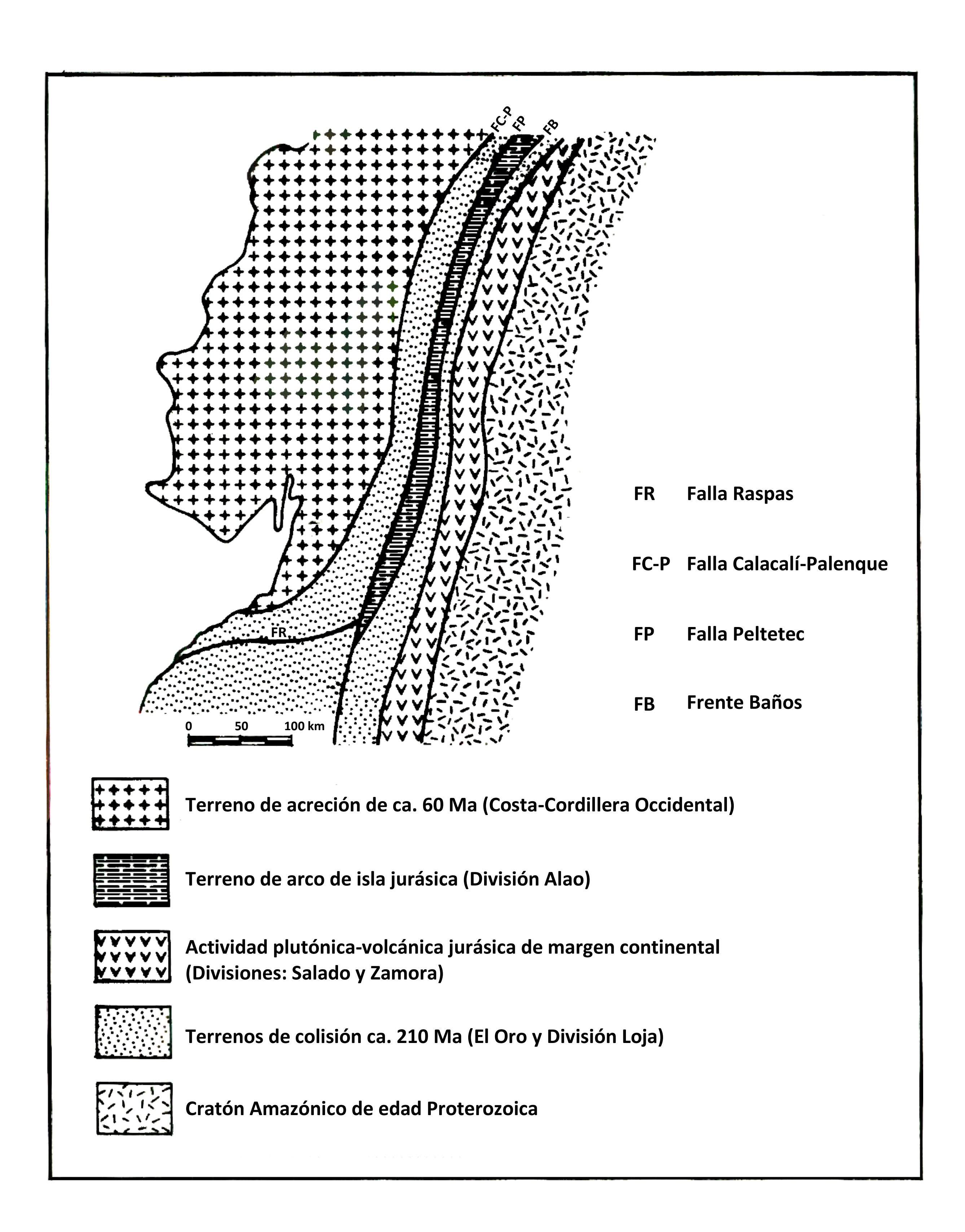


Figura 3. Un posible mapa de terrenos alóctonos para el Ecuador

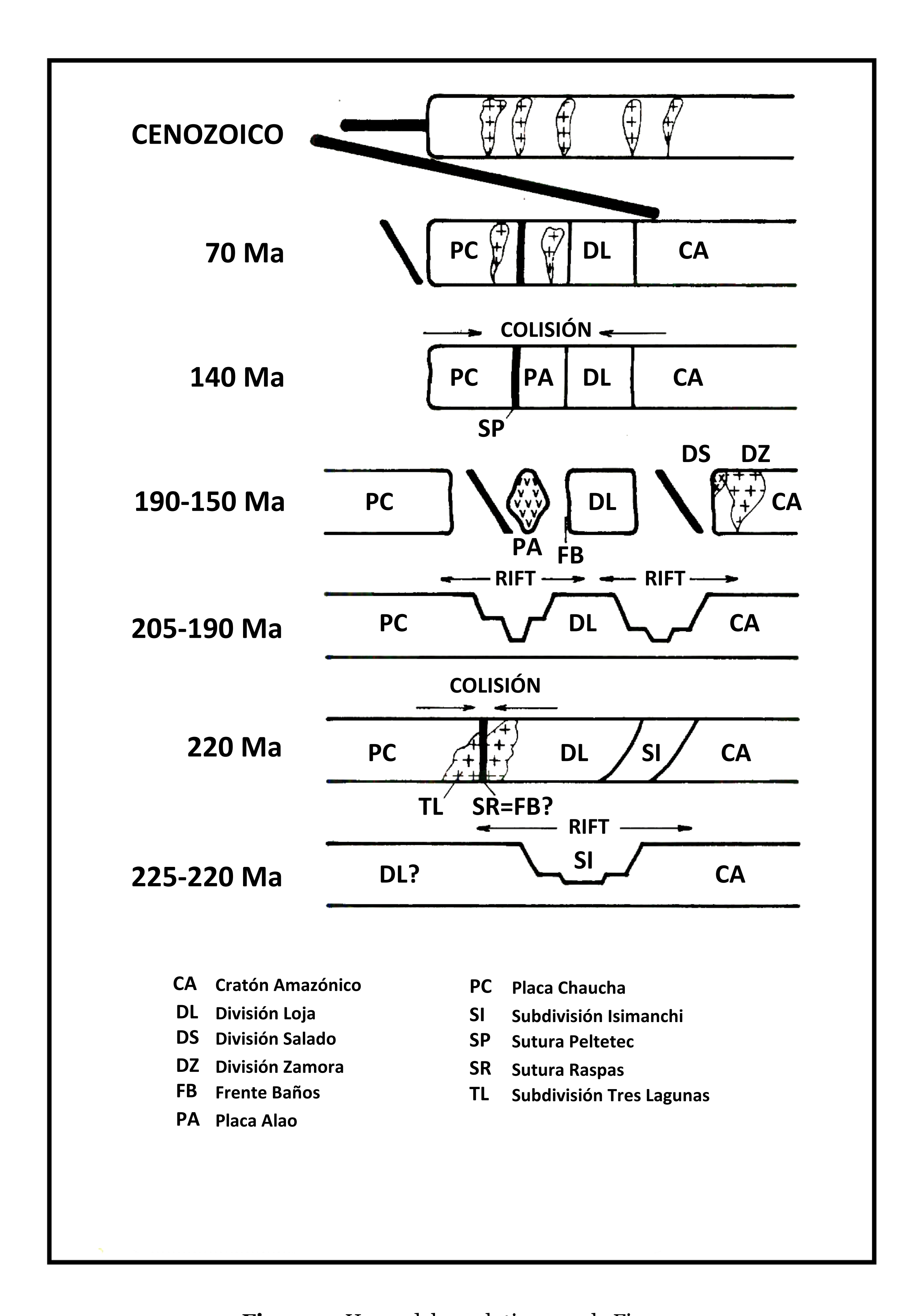


Figura 4. Un modelo evolutivo para la Figura 3

Luego había ciclos Cenozoicos de magmatismo tipo margen continental "Andino" relacionados a la subducción de la placa Nazca/Farallón, junto con el levantamiento Andino y la evolución de la cuenca de antearco sobre la Costa Ecuatoriana (Daly, 1989).

Así en términos de la historia colisional/acrecional del Fanerozoico hay tres eventos principales:

(a) **El evento Triásico Superior/Jurásico Inferior** determinado por los estudios del proyecto sobre las subdivisiones de Isimanchi, Sabanilla y Tres Lagunas, y en las rocas metamórficas de El Oro.

(b) **La colisión Jurásica Superior/Cretácica Inferior Peltetec**, determinada por los estudios del proyecto como la acreción final de la Cordillera Real.

(c) **La acreción Cretácico Superior/Terciario Inferior de la Cordillera Occidental** y la placa oceánica Piñón (Costa) (Lebrat et al., 1986).

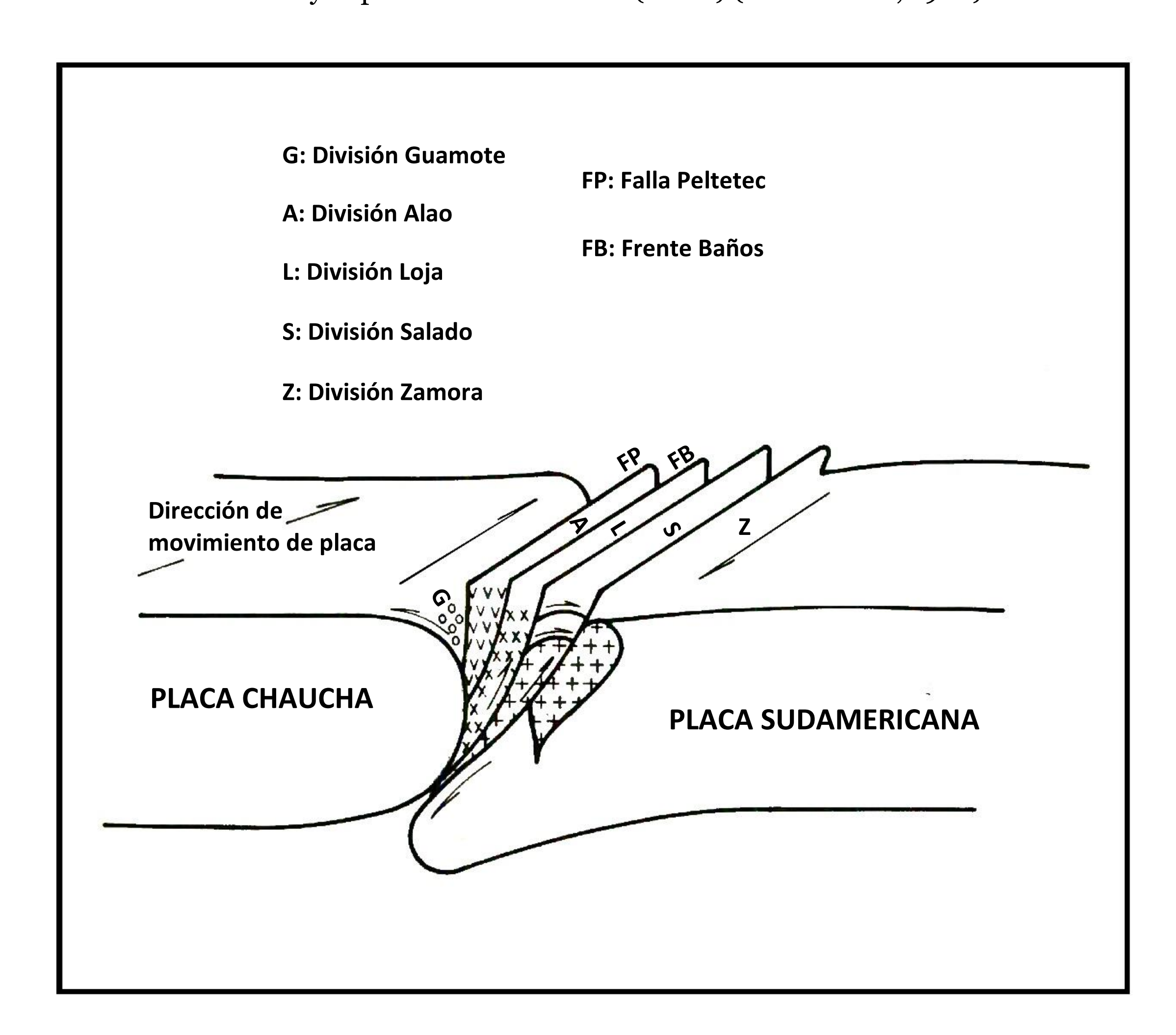


Figura 5. Un esquema de colisión transpresional de ca. 140 Ma

3. INVENTARIO MINERAL

3.1 Introducción

Al igual que en los Informes Anuales, los grupos de minerales siguen los del Mining Journal (1989). En el Mapa 3 se indican solamente las ocurrencias minerales y las anomalías geoquímicas. Los datos son principalmente de las travesías de campo del proyecto, aunque hay contribuciones de bibliografía previa y de contactos personales "geológicos". Al momento de escribir, el Mapa 3 carece del 75% de los datos XRF de minerales pesados (el mismo que será incluido en el informe final de 1992), mientras que las muestras de minerales pesados de las carreteras Catamayo-Loja-Zamora y Saraguro-Loja-Zumba tienen todavía que ser examinadas. El Mapa 3 es así el primer paso en un mapa metalogénico comprensivo de la Cordillera Real, y los lectores deben tener esto en cuenta.

3.2 Metales preciosos

3.2.1 Oro y plata

La historia minera de la Cordillera Real ha sido dominada por estos dos metales: oro en el siglo 16 (Navarro, 1986, Vol. 1), y plata trabajada más tarde en Condorazo, Pilzhum y San Bartolomé. La presencia de oro en la mayoría de los ríos que drenan la cordillera es bien conocida (Navarro, 1986; Holloway, 1932) y han empezado los estudios de los depósitos de placer asociados (Pillajo, 1982; Salazar, 1986). Minas y prospectos de oro en roca ocurren en el distrito de Zamora (Mapa 3B) y hay algunos detalles geológicos en el área minera Nambija (3; Salazar, 1988). La contribución de este proyecto es la producción de un mapa de indicios de oro (Mapa 3); en la correlación de la distribución regional de oro y plata a las rocas de la fuente; y en la producción de modelos metalogénicos que señalan las áreas nuevas de potencial.

El "inventario" de oro/plata detallado a continuación es un resumen de la distribución y posible fuente/metalogénesis de oeste a este utilizando las divisiones de basamento bosquejadas en el Capítulo 2.

(a) **Hay trazas de oro y plata en muestras de las subdivisiones ofiolítica Peltetec y turbidítica Maguazo** (1, 2). Al norte de Peltetec, en el valle de la Quebrada Quishpe, A. Hirtz (comunicación personal) reporta oro en rocas ofiolíticas asociadas con los contactos de una fase intrusiva posterior, probablemente la extensión norte del plutón Alao como está indicado en el Mapa 2A. Parece que los niveles bajos de oro en la ofiolita y turbiditas pueden haber sido reconcentrados localmente en las márgenes de la granodiorita.

(b) **En la subdivisión de roca verde Alao-Paute y esquistos verdes El Pan asociados**, el mineral principal explotado en el pasado ha sido la plata. Este metal fue extraído de las minas de Cubillín y Tungurahua (Navarro, 1986); probablemente situadas en volcánicos recientes. Hacia el sur las minas de Pilzhum y San Bartolomé indican una relación Ag:Au en la región de 500:1 (Tabla 2) y los dos son prospectos epitermales polimetálicos Ag-Cu-Pb-Zn relacionados a los pórfidos cenozoicos (INEMIN-Mis. Belga, 1988).

Todos los prospectos Cenozoicos probablemente representan reconcentración/reprecipitación de metales de depósitos de sulfuros volcanogénicos en las rocas verdes Alao-Paute a depósitos magmáticos hidrotermales de nivel alto relacionados a actividad volcánica Cenozoica a lo largo de fallas fundamentales rejuvenecidas (colisión).

(c) **Dentro de la faja Alao-Paute el complejo máfico-ultramáfico Tampanchi** puede tener potencial de metales preciosos (ver 3.2.2).

(d) **En términos de la minería aurífera presente e histórica en la Cordillera Real** la línea del actual frente Baños/división Loja puede ser vista como marcador del límite occidental de la actividad, aparte de la edad de mineralización. Al sur del área hay una faja de oro de la sierra llamada la faja Collay-Shincata (2) que incorpora el oro aluvial actualmente trabajado en los campos de oro Collay (ca. 50 hombres), Santa Bárbara-Ayllón (ca. 100 hombres), y Yacuambí Superior. (ca. 50 hombres), (Mapa 3B) y tiene cerca de 100km de longitud. Todos los ríos y corrientes auríferas drenan las rocas de la división Loja (metagranito Tres Lagunas y semi-pelitas Chigüinda), las que también son cortadas por granodioritas Cenozoicas y stocks porfiríticos. Ocurrencias de scheelita y arsénico parecen estar relacionadas a esta faja en el Mapa 3B.

Estudios del proyecto fueron efectuados en los sectores de Mina Peggy/Río Ayllón/Río Santa Bárbara de esta faja (3). En la Mina Peggy, fueron obtenidos valores de hasta 222ppm Ag y 0.66ppm Au de un prospecto relacionado a un pórfido Cenozoico. En el área de oro aluvial del Río Ayllón todavía se encuentran viejos túneles de excavación. Valores de hasta 635ppm Au y 246ppm Ag fueron obtenidos de muestras de vetas de piedra de uno de estos; Sb, As, Zn y Pb también son altos. Bloques rodados en el río indicaron "schlieren" de calcopirita en pelita de tipo-Chigüinda (con 1.59ppm Au), y vetas de arsenopirita-cuarzo en contacto con las rocas alteradas andesíticas volcánicas (con 5.21ppm Au), indicando mineralización relacionada a volcánicos Cenozoicos más jóvenes; scheelita fue común en los concentrados de bateas. Si esta fuente Cenozoica de oro se aplica al campo de oro de Santa Bárbara-Ayllón entonces probablemente se aplicará a toda la faja de oro Collay-Shincata.

La química aurífera (1,3) de oro primario y aluvial de la faja Collay-Shincata (Tabla 2) indica los valores Ag en el rango 10-30% átomo. Estos son similares a aquellos de Los Planes y Piuntza y sugieren un nivel más alto de formación que Nambija, que está de acuerdo con la evidencia de campo.

La faja de oro Collay-Shincata y ocurrencias metálicas asociadas parecen terminar al norte de Loja en el Mapa 3B. Esto es verdadero con respecto a los trabajos de oro aluvial, pero la aparente ausencia de mineralización puede también relacionarse a la falta de información; los minerales pesados de Saraguro-Loja-Zumba y Loja-Zamora tienen todavía que ser analizados. En el extremo sur, en el batolito Terciario Portachuela, las fases volcánicas están relacionadas a la mineralización; las muestras de la faja mineral de la Laguna Cox produjeron hasta 480ppb Au y 49ppm Ag.

(e) **En el norte del área las rocas de la división Loja** produjeron depósitos Ag-Cu-Pb-Zn en Condorazo por la división de aguas de Alao-Palora (Navarro, 1986, Vol. II), incluyendo la "Veta Real" rica en plata (A. Hirtz, comunicación personal). En el extremo norte el oro fue bateado en las corrientes que drenan la faja pegmatítica Monte Olivo al SE de San Gabriel. Estas corrientes drenan en el Río Minas, rico en oro.

(f) **Los campos de skarn del norte contienen oro en algunos lugares**. Hasta 15ppm Au fue analizado de bloques de skarn en el Río Mulatos (1), y este valor fue confirmado independientemente; sin embargo, pedacitos de la misma muestra no produjeron oro. El campo El Placer (2) produjo valores de hasta 46ppb Au y 5.8ppm Ag. Sin embargo, cruzando al oeste de los Llanganates, el Ing. D. Benalcázar (comunicación personal) reporta skarns conteniendo-oro en el Río Parcayacu, mientras que hacia el este el Ing. L. Torres (comunicación personal) reporta oro en el campo de skarn Inga especialmente en el sector oriental, y esta área es probablemente la fuente del campo de oro aluvial Chalupas-Mulatos (Mapa 3A). El oro fue bateado cerca del campo de skarn Urcucocha en las cabeceras del Río Cosanga donde hay una anomalía geoquímica acompañante de 12ppm Ag.

Más al norte hay una anomalía geoquímica de 19ppm Ag en el Río Chalpi de Papallacta. Ésta y el sector Au-W de Oyacachi pueden relacionarse a los campos de skarn que todavía tienen que ser descubiertos, pero pueden también ser derivados de los volcánicos Cenozoicos jóvenes como los depósitos de Au-As-W de la faja Collay-Shincata; un valor Ag de 7ppm fue obtenido de una muestra fluvial del Río Azuela al NE del volcán Cayambe.

Las rocas de los campos de skarn del norte indican cristales de granate rosa-pálidos generalmente isotrópicos distintos de los granates anisotrópicos asociados con la mineralización Au de Nambija. Ha sido observada adularia (2) pero es rara. Sin embargo, un grado de alteración retrógrada de calcita está generalmente presente en todos los campos de skarn del norte y bloques de skarn estudiados, que da origen a la mineralización-Mo de Urcucocha y Pb-Zn-Cu en El Placer, y un grado de optimismo que pueden ser encontrados los prospectos metalíferos.

(g) **Trazas de oro** están presentes en los cuerpos serpentiníticos al este del frente Baños (2, 3).

(h) **El oro parece relacionado a las divisiones Salado-Zamora** en el norte de la cordillera. En el extremo norte la fuente del campo de skarn del Río Cofanes (ca. de 50 hombres trabajando principalmente alrededor de Puerto Libre) ocurre parcialmente al norte de La Sofía y pueden relacionarse a la zona milonítica principal; el pico más alto Ag por XRF del mineral pesado proviene del Río Cofanes arriba de La Sofía. Otra posibilidad de fuente son las rocas silíceas hornfélsicas conteniendo granate, una muestra de las cuales dio 2ppm Ag (4).

Hacia el sur, en el Río Oyacachi, las indicaciones Au-As-W pueden relacionarse a las rocas verdes epidotizadas con mineralización Cu de las zonas de contacto plutónico Azafrán; una veta de roca Zn en filitas grafíticas del Río Quijos, arriba de la confluencia con el Río Papallacta, dio 49ppb Au y 2.8ppm Ag (4).

Más al sur el oro está derivado de ríos y corrientes que drenan al batolito Abitagua solamente, e.g. los sistemas de Ríos Anzu y Misahuallí, antes que los campos de skarn hacia el oeste. El origen de este oro es desconocido; puede derivarse del sistema Jurásico de granito/volcánico o estar concentrado por intrusivos más jóvenes (Cenozoico) que cortan el granito en lugares (A. Hirtz, comunicación personal).

Al sur del batolito Abitagua, el oro es trabajado en el Río Llushín (20 hombres) y el Río Palora. La última operación involucra cerca de 100 hombres esencialmente aguas abajo de la confluencia con el Río Coca (4). La fuente de este oro es desconocida, pero puede ser derivado de una fase volcánica tardía (Cenozoica?) la que es predominante en los bloques rodados.

3.2.1a Oro y plata en el batolito Zamora

El área principal de oro, incluyendo todas las minas y los prospectos en roca en explotación, están en el sur de la cordillera y su extensión está contenida entre los límites del batolito Zamora de edad Jurásica.

La reciente fiebre de oro se ha centrado en Nambija, la que, junto con los prospectos de Campanilla, Cambana, Guaysimi y Sultana del Cóndor, es un depósito relacionado a skarn con grados de hasta 200 gr/t en bolsas ricas, pero promediando 15 gr/t, con una producción de ca. 6 t/a. Las reservas están estimadas en millones de toneladas (Salazar, 1986). Los estudios del proyecto dieron muestras de hasta 442ppm Au y 17ppm Ag con relaciones muy altas de Au:Ag (Tabla 2).

Las rocas hospedantes son mármoles pálidos, areniscas, lavas andesíticas-dacíticas y tobas (3; Salazar, 1988). Éstas pueden estar relacionadas a un equivalente de la subdivisión volcánica Misahuallí/Formación Santiago a la edad Jurásica, o a la subdivisión Triásica Superior Isimanchi; los fósiles Triásicos Superiores (2.8.5) son reportados de haber sido recolectados de un xenolito tipo Isimanchi parcialmente skarnificado cerca de Piuntza.

La fase de intrusión que produjo el skarn de Nambija se piensa es la granodiorita/diorita del batolito Jurásico Zamora; un bloque de río de tonalita con hornblenda porfirítica de Guaysimi fue datada en 151 ± 5 Ma (1). Se piensa que la mineralización ocurre a lo largo de una falla con rumbo norte dentro de un xenolito o colgajo. Pirita y enriquecimiento menor Cu-Pb-Zn es observado al este (Rivera, 1988); también se reporta scheelita y arsenopirita (Salazar, 1988).

Las rocas de skarn están caracterizadas por conjuntos de grandita (granate de grosularia-andradita)-piroxeno (diópsido-hedenbergita)-carbonato-cuarzo. Grandita puede formar hasta el 70% de la roca y exhibe zonas de crecimiento concéntrico de primer orden de birrefringencia y de extinción tipo sector (4). Análisis por microsonda electrónica (1) indican una variación de $Ad_{70}Gr_{29}$ a $Ad_{45}Gr_{52}$ en proporciones de andradita:grosularia, con zonas de crecimiento en la dirección de contenidos Ad más altos (enriquecimiento de hierro).

La mineralización de oro es comúnmente encontrada en vetas de calcita-cuarzo-adularia (feldespato-K de baja temperatura) que se relaciona a alteración carbonática retrógrada. Estudios de inclusión de fluidos (2) indican que el cuarzo poiquilítico en grandita se formó a 200°C. Esto es más bajo que la temperatura en la cual podría esperarse se formó el granate co-existente, indicando que el cuarzo se recristalizó completamente durante la alteración retrógrada. Resultados de inclusión fluida para todas las muestras indican una progresión a temperaturas ligeramente más bajas (150°-220°C) y una salinidad considerablemente aumentada con alteración y mineralización progresiva. Los análisis de oro (1, 3) para Nambija y Guaysimi (Tabla 3) indican valores Ag bajos en contraste marcado con los valores Ag altos de los prospectos "epitermales".

Nambija se parece a las ocurrencias clásicas de oro de skarn; aunque la relación Au:Ag (20:1) es más alta que cualquiera en la lista de Meinert (1988) máx 7:1, Hedley, British Columbia). Todas, sin embargo, ocurren en estratos ricos en clásticos o volcanoclásticos, y están asociados con plutones de composición diorita máfica a granodioríticos de edades de Devónico a Mioceno.

El campo de oro de Nambija tiene un contraste genético marcado respecto a los otros campos del batolito Zamora: Chinapintza, Piuntza, Vergel-Los Planes, que ocurren al este y oeste de Nambija con alineamientos aparentes norte-sur dentro del complejo plutónico-volcánico (Mapa 3B).

Estudios del proyecto en Chinapintza (3) dieron muestras conteniendo hasta 363ppm Au y 250ppm Ag; ocurren hasta 5.27% Zn. La roca hospedante es una granodiorita de grano grueso, extensivamente propilitizada y de modo creciente cortada por vetas de cuarzo y diques porfiríticos cuando se aproxima al área de la mina. Los minerales primarios son vetas y brechas exo- y endocontactos relacionadas a un cuerpo porfirítico de cuarzo solo visto en túneles. Algunos de estos han penetrado más allá de la zona oxidada y revelan que los sulfuros Pb-Zn-Cu son prominentes llenando intersticios de una brecha dentro del cuerpo porfirítico.

El área del prospecto Piuntza está cubierta en su mayor parte por los restos de una secuencia de lavas y piroclásticos de toba y lapilli, en lugares pumícea, dentro de la cual ha sido emplazado un cuerpo de pórfido (3). La brecha central es aurífera y el oro está también asociado con una red de vetas de sulfuro-cuarzo en la parte superior del cuerpo porfirítico. Las muestras fueron recogidas con hasta 7.32ppm Au y 38ppm Ag; los análisis de oro indicaron un alto contenido de Ag (Tabla 2).

El prospecto Los Planes comprende una zona extensa de vetas de cuarzo y stockwork en lavas andesíticas-dacíticas y piroclásticos intemperizados. Es parte de un área más extensa de las mismas lavas y piroclásticos probablemente formando un masivo volcánico consanguíneo con el batolito Zamora al oeste. Una muestra de un stockwork de cuarzo dio 233ppm Au y 62ppm Ag; fue observada scheelita en los minerales pesados.

Tabla 2 Relación aproximada de Au:Ag
para las minas y prospectos principales de oeste a este a través del rumbo.

	Oro	Plata
Pilzhum (Putzer y Schneider, 1958)	1	400
San Bartolomé (UN Revolving Fund, 1979)	1	500
Peggy (3)	1	100
Trabajos en Ayllón (3)	3	1
Piuntza (3)	1	10
Los Planes (3)	1	3
Nambija (3)	20	1
Chinapintza (3)	1	10

Al oeste del área de Mayo en el Río Los Planes hay vetas de cobre angostas en el batolito Zamora, una de las cuales lleva 1.12ppm Au (3).

La mineralización en Piuntza y Chinapintza es de tipo epitermal y se relaciona al emplazamiento de stocks porfiríticos de nivel-alto de composición dacítica. El de Los Planes es epitermal de nivel alto. Todos contrastan con la mineralización de skarn de Nambija, que se cree tienen relación directa con la intrusión del batolito Jurásico. No está definido si las ocurrencias epitermales están relacionadas al mismo evento o a una actividad volcánica más joven. Stocks volcánicos Cenozoicos aparentemente cortan la Formación Cretácica Hollín en algunas partes del área (Ing. E. Salazar, comunicación personal); hacia el norte los volcanes Pan de Azúcar y Sumaco están situados a distancia similar del margen continental activo.

Trabajos en oro aluvial también son comunes en el área de Zamora: 50-100 hombres son ocupados a lo largo del Río Mayo y cerca de 50 hombres en el Río Vergel.

Tabla 3. Variación de la composición del oro

ZAMORA

Muestra	Ubicación	ATOM % Ag (10 – 20 – 30 – 40 – 50)
CRMC-64C * JACR-19 *	Nambija	(11)
JACR-1 *	Guaysimi	(10)
#24 #25 #28	Los Planes	(5) — (1)
#34 * #35	Piuntza	(7) — (1) (4)

COLLAY-SHINCATA

Muestra	Ubicación	ATOM % Ag (10 – 20 – 30 – 40 – 50)
CRMC-25 * CRMC-27A *	R. Ayllón	(10)
#15 #17 #19	Área del R. Ayllón	(1) — (5)
JACR-9 #48 #49	R. Collay R. Pilares	(1) — (10)
#13	R. Sn. Francisco Mina Peggy	(12)
#1 #7 #8 #9A	Área del R. Burro Playa	(2) — (12)

* Oro primario # Oro aluvial ( ) Cantidad de análisis

3.2.2 Grupo de metales del Platino (PGM)

Navarro (1988, Vol. III, Apéndice) lista un número de concesiones para los años 1900-1920 para oro y platino del área Pindilig y el Río Cachicorral cercano. El descubrimiento realizado por el proyecto del complejo máfico-ultramáfico Tampanchi en 1987 y el reconocimiento de la diferenciación litológica y las texturas cumuláticas apuntaron a la especulación de que ésta podría ser la fuente local de Au-Pt (2). Desde entonces una compañía privada ha prospectado esta área y se cree se han encontrado pequeñas anomalías de platino-paladio.

El proyecto no ha analizado muestras para PGM, pero ha descubierto muchas ocurrencias máficas-ultramáficas tipo ofiolítico (ver 2.4.1 y 2.9) o del tipo "Alaskan-pipe" (2.11.3) con las cuales tales metales están normalmente asociados.

3.3 Metales mayores

3.3.1 Cobre, plomo y zinc

Hay un número de prospectos/indicaciones polimetálicas o monometálicas involucrando la mineralización de Cu-Pb-Zn. En esta revisión el inventario será reportado de oeste a este utilizando las divisiones y subdivisiones de basamento del Capítulo 2, aunque muchos de los depósitos son más jóvenes y los controles regionales Andinos de la mineralización pueden ser tanto laterales como longitudinales.

(a) **En las subdivisiones Peltetec y Maguazo** hay pequeñas ocurrencias Cu en las serpentinitas y vetas Cu-Zn en las turbiditas Maguazo (1) adyacentes; una anomalía geoquímica Zn está presente en el área de Patate. En el sinclinal de la Quebrada Totora Yacu (Río Paute) una banda de cherts y grauvacas con mineralización Cu es encontrada en ambos flancos en puntos equidistantes de la traza axial, que sugiere mineralización de tipo "stratabound".

(b) **Por el área subyacente de las rocas verdes Alao-Paute** y esquistos de la subdivisión El Pan hay muchos prospectos e indicaciones. La mina de plata Pilzhum es un prospecto polimetálico de tipo epitermal relacionado a un stock porfirítico (INEMIN-Mis. Belga, 1988). Parece estar situado en la extensión sur de la falla (del basamento) San Antonio, la cual a través del valle Alao, exhibe rocas félsicas y silicificadas Cenozoicas a lo largo de su curso. Más al sur, la mina San Bartolomé es geológica y mineralógicamente similar y está también situada a lo largo de una falla fundamental (INEMIN-Mis. Belga, 1988). Al norte y cerca de la estructura del frente Baños, están las minas antiguas de plata-polimetálica del Altar y Cubillín (Navarro, 1986) situadas en los volcánicos Cenozoicos (A. Hirtz, comunicación personal).

Cerca del frente Baños, a lo largo del Río Paute y cerca del plutón Paleógeno Amaluza, hay un grupo de anomalías Zn de sedimentos fluviales tan altas como 2300ppm (1) que corresponde a anomalías Zn-Pb-Mo señaladas en la hoja geológica de Cañar (Bristow et al., 1975).

(c) **Mineralización polimetálica Cu-Zn-Pb** es también común a lo largo del frente Baños y dentro de las rocas de la división Loja, particularmente en el granito Tres Lagunas, al este. En el norte hay trazas de Pb-Zn cerca de Pimampiro (1); indicaciones Zn en Oyacachi; vetas Zn-Cu cerca del túnel de Agoyán; y vetas pequeñas concordantes Pb-Zn-Cu en el granito cizallado Tres Lagunas a través de la división de aguas Alao-Palora que probablemente representa la extensión sur de la antigua área minera de Condorazo (Navarro, 1986, Vol. II); una muestra de esta faja dio 3170ppm Pb (4).

Hacia el sur hay un prospecto antiguo Pb-Cu cerca de Guarumales, antes pasando dentro de una faja polimetálica bien definida desde Sevilla de Oro a través de Peggy-Ayllón a Tutupali. Los estudios del proyecto (3) en las muestras de la mina Peggy dan un máximo de 6.38% Cu, 1.06% Pb y 31.1% Zn; y del prospecto de Ayllón 0.12% Cu, 1.72% Pb y 3.07% Zn. Se cree que la mayor parte de la mineralización relaciona a los intrusivos Cenozoicos que proliferan en esta área.

Más al sur hay anomalías geoquímicas Pb y Zn relacionadas al plutón Paleógeno San Lucas. En el extremo sur cerca de la Laguna Cox (3), valores de hasta 2873ppm Cu, 1086ppm Pb y 915ppm Zn fueron registrados de una zona cizallada rica en sulfuros asociados con pórfidos tardíos cortando el batolito Neógeno Portachuela.

(d) **La mineralización Cu-Pb-Zn** está distribuida en los campos de skarn del norte. Fueron registrados en el Placer valores de hasta 1347ppm Cu (de una turmalinita), 278ppm Pb y 4279ppm Zn (2). Zn de hasta 578ppm, es elevado en el campo Urcucocha (3), mientras que el campo Sara Urco tiene valores Zn de hasta 591ppm (3).

(e) **Trazas de Cu-Pb-Zn** son comunes en la división Salado especialmente en rocas miloníticas (ej. Río Cofanes); y rocas verdes fuertemente epidotizadas (ej. Río Santa María-Oyacachi) y vetas en la fase intrusiva. En los metasedimentos de la subdivisión Upano a lo largo del Río Upano, mineralización Cu débil es encontrada en cuatro localidades de grauvacas que pueden ser depósitos stratabound tectónicamente repetidos (1).

En el extremo norte 4% Zn fue registrado de una muestra mineralizada en la Quebrada la Industria (4). La roca es un hornfels tipo-"cherty" con granate bandeado de grano fino de afinidad volcano-sedimentaria; este horizonte guía puede ser trazado al oeste de Rosa Florida pero también hay bloques rodados mineralizados hacia el oeste en los tributarios del Río Cofanes. Aunque agrupada con la división Zamora, esta unidad es transicional con la división Salado.

En el Río Quijos, arriba de la confluencia del Río Papallacta, hay bloques de vetas de calcita con cuarzo en esquistos grafíticos con un valor de hasta 7593ppm Zn (4).

Fue registrado 7189ppm Cu de volcánicos félsicos mineralizados cortando la división Salado en el Río Tintas cerca de Principal (3).

(f) **En la división Zamora** al sur del área, fueron encontradas ocurrencias Cu-Pb-Zn asociadas con las subdivisiones ígneas, volcánicas y sedimentarias. Sólo estudios limitados del proyecto han sido efectuados en el batolito Zamora y compañías de prospección de oro actuales, localizarán más ocurrencias en este sector.

En los sectores de los Ríos Cuyes y Yacuambí, anomalías geoquímicas fuertes en sedimentos fluviales de Cu-Pb-Zn-Co y una exposición mineral de Zn (4) se relacionan al batolito Zamora/volcánicos Misahuallí. También está presente un cizallamiento local tan joven como el evento Andino y una edad Cenozoica para estas indicaciones minerales no puede ser descartada.

Al sur hay más indicaciones Cu-Pb-Zn relacionadas a las tres subdivisiones de Zamora; fue observada una pequeña mineralización de galena en mármoles, cerca de los volcánicos de la subdivisión Isimanchi cerca de Valladolid (2).

Se observó mineralización Cu-Pb-Zn en el prospecto Chinapintza (3), y fue registrado 5.27% Zn de una muestra.

3.3.2 Estaño

En la Mina Peggy fueron registradas casiterita y estannita (de Coster, 1986) y los estudios del proyecto han confirmado esto; una muestra de esta mina dio 7684ppm Sn (3).

Los estudios del proyecto han confirmado también la anomalía de casiterita-scheelita de UNDP (1972) en concentrados bateados en el Río Pichanal, al este de Saraguro. Este sitio tuvo bloques rodados gnéisicos de granito distintos a otros sitios estériles cercanos que solamente exhibían toba joven y microgranodiorita.

Las otras localidades de mineral pesado de casiterita en el Mapa 3 representan solamente unos pocos granos.

Una muestra de "greisen"/pegmatita con moscovita-turmalina recogida en las cabeceras occidentales del Río Cuyes de la subdivisión Tres Lagunas dio 63ppm Sn (3), mientras una pegmatita con turmalina de la faja pegmatítica de Monte Olivo en el extremo norte dio 33ppm Sn (4). Ésta última es considerada como una extensión del granito Tres Lagunas.

Mientras esta mineralización Sn y la de Saraguro parecen relacionarse directamente al granito o las últimas etapas de los procesos de granito, la de Peggy es considerada como relacionada a pórfidos de nivel alto de edad Cenozoica. Sin embargo, la mineralización de Peggy está localizada en el mismo granito Tres Lagunas y así el Sn puede haber sido solamente reconcentrado/redepositado durante los tiempos Cenozoicos a lo largo de la estructura del frente Baños.

El pico más alto Sn de XRF de mineral pesado proviene de un tributario del Río Yacuambí al sur del Río Ortega, cerca de Tutupali.

Fuera de los sectores en el granito Tres Lagunas, "greisens" y pegmatitas han sido también descubiertas en las cabeceras del Río Sardinas Chico entre los Ríos Oyacachi y Quijos (Van Thournout y Piedra, 1986).

3.4 Metales para la industria del acero

3.4.1 Cobalto

Fue detectado un valor de 236ppm Co de un bloque de skarn en el Río Quijos arriba de la confluencia del Papallacta (3).

Unos pocos picos XRF "moderados" de Co fueron ploteados en el Mapa 3; un grupo ocurre alrededor de Tutupali.

Dos anomalías geoquímicas Co de sedimentos fluviales ocurren en dos tributarios del Río Cuyes, al oeste de Gualaquiza. Ellas forman un grupo con anomalías geoquímicas de Cu-Zn.

3.4.2 Cromo

(a) **Cromo en la ofiolita Peltetec:** rocas no mineralizadas ultramáficas de la subdivisión Peltetec indican hasta 1092ppm Cr (3), que es mundialmente estándar para las ofiolitas (Hutchison, 1983). A. Hirtz (comunicación personal) reporta el descubrimiento de bloques de cromita en las montañas cerca del Río Zula en el sur de la faja Peltetec. Una veta pequeña de Pb-Zn cerca de Peltetec dio 1600ppm Cr (1).

Hay una anomalía geoquímica de 651ppm Cr en la corriente que drena las serpentinitas de Peltetec; hacia el norte hay anomalías Cr en el sector de Patate/Pastaza probablemente relacionadas a los segmentos ofiolíticos.

(b) **Cromo al este del frente Baños:** cromita fue identificada petrográficamente en la serpentinita Soledad (4). Hacia el este un bloque no mineralizado de la serpentinita Urcucocha dio 4079ppm Cr (3). Un bloque de serpentinita en el Río Cofanes dio 2216ppm; muestras de otras localidades de serpentinita dieron 500-1600ppm (3, 4).

Granos de cromita fueron observados en muestras de mineral pesado en el Mapa 3.

En el norte de la Cordillera Real es común la mica de cromo verde, fuchsita. Una muestra de un afloramiento de serpentinita fuchsítica al oeste de Monte Olivo dio 1410ppm Cr. La fuchsita puede ocurrir en metasedimentos; una dolomita fuchsítica impura forma una banda marcadora en la pila de nappes de Cuyuja en el Río Cosanga.

Hay anomalías geoquímicas Cr de hasta 422ppm aparentemente relacionadas al plutón San Lucas al sur de Saraguro.

Un pico XRF "fuerte" de Cr fue detectado en una muestra de mineral pesado del Río Panguri en el sector de La Canela, cerca de las anomalías geoquímicas de vanadio.

Picos XRF "fuertes" y "moderados" de Cr fueron detectados en muestras de minerales pesados del complejo máfico-ultramáfico Tampanchi. Estas rocas muestran evidencia para asentamiento cumulático y probablemente representan la mejor área prospectiva para cuerpos mineralizados de cromita.

3.4.3 Hierro

La magnetita es común en los campos de skarn en el norte. Estas son esencialmente de tipo cálcica magnetítica que a nivel mundial son conocidas por sus cuerpos minerales de magnetita. Hasta ahora, sin embargo, no han sido observados bloques rodados grandes de roca magnetítica.

Bloques rodados pequeños, de hasta 20cm de ancho, de roca magnetítica fueron observados a lo largo del Río Yacuambí, especialmente cerca de su unión con el Río Cambana. Ellas parecen estar asociadas con rocas de cornubianita piríticas.

Hay reportes de bloques rodados de rocas magnetíticas en los ríos que drenan el batolito Zamora (Ing. L. Torres, comunicación personal).

3.4.4 Manganeso

No fue notada ninguna mineralización Mn interesante. A. Hirtz (comunicación personal) reporta una veta de manganeso en la región de Peltetec, presumiblemente relacionada a la removilización de sedimentos oceánicos manganíferos. Depósitos Cuaternarios tipo *wad* son reportados en El Carmelo cerca de la frontera con Colombia en el norte, pero no son indicados en el Mapa 3.

3.4.5 Molibdeno

(a) **Molibdenita en los campos de skarn del norte:** la ocurrencia más interesante de Mo fue encontrada junto con el descubrimiento del campo de skarn Urcucocha. De la cima de la cuchilla del campo de skarn (3), al este hasta la Laguna Urcucocha, la pared de exposición comprende principalmente skarn de epidota verde masiva con una foliación de fractura subhorizontal. Molibdenita finamente diseminada, junto con cristales de pirita grandes (hasta 1cm), están presentes en el afloramiento sobre una distancia lateral de al menos dos metros, pero probablemente menos de 10m. Los análisis indican 0.3-0.5% Mo (3). Petrográficamente (4), los granos laminados de molibdenita están asociados con vetillas de carbonato; una alteración retrógrada de skarn.

Una muestra del campo de skarn de Sara Urco dio 556ppm Mo (4), mientras que el valor más alto del campo El Placer fue de 113ppm (2).

(b) **Otras ocurrencias de molibdenita:** en el extremo norte del área laminillas de molibdenita fueron observadas en vetas de cuarzo cortando la zona de contacto (gabro pegmatítico) máfico del batolito Chingual a lo largo de la carretera antigua a La Bonita. Pequeña mineralización Mo-Cu fue observada en un bloque rodado de cuarzo en el Río San Miguel cerca de Monte Olivo (INEMIN-Mis. Belga, 1988). Ribadeneira (1960) reportó molibdenita en pegmatitas cerca de la Hacienda Ilada, Río Anzu.

(c) **Estudios XRF de minerales pesados:** hay un grupo de tres picos "débiles" de Mo de muestras de las corrientes que drenan al norte en el Río Isimanchi cerca del límite con el Perú. Estos probablemente se relacionan a la mineralización en nivel alto de fases félsicas dentro del batolito Portachuela. Otro pico Mo ocurre en el Río Salado Chico drenando en la fase plutónica al oeste de Macas.

(d) **Geoquímica de fluviales:** un grupo de anomalías Mo fueron observadas en la hoja geológica de Cañar (Bristow et al., 1976) coincidiendo con anomalías Zn-Pb, al este y oeste del Río Paute, cerca del complejo Tampanchi.

3.4.6 Niobio

Picos XRF "débiles" y "moderados" de Nb corresponden al grupo Mo en el batolito Portachuela cerca de la frontera con el Perú.

3.4.7 Níquel

Igual que con el cromo (3.4.2), las ocurrencias de níquel están relacionadas a las unidades ultramáficas-máficas.

El valor de Ni más alto de 2061ppm viene de la serpentinita Zumba (3), mientras que el rango de Ni de 500-2000ppm de las rocas ultramáficas de la cordillera son semejantes a los niveles ofiolíticos mundiales (Hutchison, 1983).

Hay una anomalía geoquímica de Ni de 801ppm (coincide con una anomalía de Cr de 651ppm) de la corriente que drena las serpentinitas en Peltetec.

Una muestra del skarn Mulatos contiene 5% de pirrotina (2).

Sauer (1965) reportó 1.5% Ni de la ofiolita del Río Mulatos (Río Parcayacu?). Estas rocas tienen todavía que ser redescubiertas.

No hay prospectos para lateritas de níquel sobre las rocas ultramáficas del área; la velocidad del levantamiento y erosión de los Andes es demasiada rápida para la estabilización de tales yacimientos minerales.

3.4.8 Tungsteno

Las muestras de roca de la Mina Peggy dieron valores de hasta 5979ppm W (3); wolframita fue identificada comprendiendo el 60-70% de ferberita.

No han sido observadas otras rocas con alto contenido de W: 32ppm W fue registrado de una pegmatita cortando el granito Tres Lagunas cerca de Loma del Inca (3), y 23ppm W fue registrado de un mármol silíceo impuro del campo de skarn El Placer (2).

Sin embargo, ha sido observada scheelita en concentrados bateados a través de toda la cordillera. Los siguientes sectores de "scheelita" pueden ser escogidos de norte a sur:

(a) **Cofanes-La Bonita-Rosa Florida:** un grupo de muestras de 20-100 granos de scheelita.

(b) **Río Oyacachi-Río Papallacta:** en este distrito hay seis ocurrencias de scheelita >100 granos relacionadas a indicaciones Ag-Au-As-Cu-Pb-Zn. No puede ser propuesta una fuente común, pero muchos ríos drenan las regiones donde se predice que los campos de skarn van a ocurrir, y donde aflora el granito Tres Lagunas tipo-S. Una fuente posterior post-tectónica, ver (c) a continuación, no puede, sin embargo, excluirse.

(c) **Una faja importante con rumbo SO de la Mina Peggy- Río Ayllón**, a través de la región de las cabeceras del Río Cuyes a Tutupali, incluye cinco anomalías de scheelita >100 granos relacionadas a las indicaciones Ag-Au-As-Sn-Sb-Cu-Pb-Zn. Esta faja está esencialmente a cada lado del contacto entre las subdivisiones Tres Lagunas y Chigüinda, pero también está cortada por una serie de intrusivos Terciarios y Cuaternarios. Las dos anomalías de las cabeceras occidentales del Río Cuyes están cerca de las rocas de pegmatita/ "greisen" en el granito Tres Lagunas y también a stocks volcánicos jóvenes. La evidencia de Clarke y Viteri (3) que la mineralización de la Mina Peggy-Ayllón se relaciona a pórfidos tardíos post-tectónicos sugeriría la misma fuente para toda la faja de tungsteno, posiblemente concentrado y reprecipitado de las rocas del basamento mayor.

3.4.9 Vanadio

Los valores de vanadio de 334 y 289ppm corresponden a los valores altos de molibdeno del campo de skarn Urcucocha (3). Un valor de 244ppm fue registrado de un granito de granate cerca de Oyacachi (4). Las muestras de rocas del Río Cambana (tributario del Río Yacuambí) produjeron 242 y 300ppm V (4) y es interesante notar la presencia de magnetita en este río (ver 3.4.3) y una posible fuente ultramáfica común.

Hay anomalías de vanadio de sedimentos fluviales de 296, 316 y 655ppm en el área del Río Vergel en el SE. Éstas se correlacionan con anomalías de sedimentos fluviales de Fe, Ti, Zn y Cu (3) y pueden relacionarse a una fuente ultramáfica común.

3.5 Metales para uso específico (speciality metals)

3.5.1 Antimonio

Hasta 0.49% Sb fue analizado de muestras de un prospecto polimetálico antiguo (Cu-Pb-Zn-As-Ag-Au) cerca del Río Ayllón (3). Boulangerita ($Pb_5Sb_4S_{11}$) y bournonita ($PbCuSbS_3$) fueron observadas. Goossens (1972) reporta mineralización Sb en la Mina Pilzhum; UNDP (1972) reporta la presencia de minerales de Sb como boulangerita, polibasita y freieslebenita en la mina San Bartolomé.

Las muestras recogidas de la zona mineralizada de la Laguna Cox asociadas con diques de felsita cortando el batolito Portachuela produjeron hasta 402ppm Sb (3).

Dos picos XRF 'traza' de Sb corresponden a muestras de mineral pesado recogidas de la región mineralizada en las cabeceras del Río Cuyes.

3.5.2 Bismuto

El bismuto fue previamente observado en tetraedrita en la Mina Pilzhum (Putzer y Schneider, 1958) y como bismuto nativo y bismutinita en la Mina Peggy (de Coster, 1986). Las muestras de Peggy produjeron hasta 0.58% Bi (3).

El análisis de rocas de otras partes indica solamente trazas Bi: 29ppm en las ocurrencias del batolito Portachuela; 14ppm en los campos de skarn del norte; bismuto nativo y bismutita fueron tentativamente identificados en muestras de mineral pesado del Río Mulatos (2).

3.5.3 Cadmio

Las muestras de la Mina Peggy produjeron 0.186% y 0.256% Cd (3), y esta parece ser la primera ocurrencia en la cordillera; muestras del prospecto de Ayllón dieron hasta 120ppm Cd; y del prospecto de Chinapintza, hasta 410ppm.

Las muestras de rodados con mineralización de Zn dieron valores interesantes de Cd. Un hornfels mineralizado de la Quebrada La Industria, cerca de Rosa Florida, dio 494ppm Cd, mientras una veta de calcita-cuarzo-grafito del Río Quijos dio 110ppm Cd.

3.5.4 Tierras Raras

Picos XRF "fuertes" para cesio, itrio (y rubidio) son encontrados en un grupo concordante con las anomalías Mo cerca de la frontera con el Perú en el batolito Portachuela. Las tres muestras indican picos fuertes para Ce-Y, Ce-Y y Ce-Y-Rb respectivamente; el último también corresponde al pico más alto de Nb.

Otra anomalía XRF "fuerte" de Ce-Y-Rb ocurre en una muestra del Río Numbala, al este de Yangana, mientras una anomalía Ce-Y ocurre en las cabeceras del Río Cuyes. Picos fuertes Y-Rb son también encontrados en el sector de Tutupali-Ortega Alto.

Torio (27ppm) y Lantano (33ppm) son elevados en una muestra de granito con granate de Oyacachi (4), mientras que una muestra de cuarzo mineralizado del Río Collay dio 22ppm Th y 29ppm La (3). Se registró 38ppm Th de una veta mineralizada (polimetálica) de la faja de la cuenca de Alao-Palora, y 30ppm Th de una roca de skarn de Sara Urco (4).

3.5.5 Titanio

Cristales grandes de rutilo café-rojizos midiendo hasta 4cm de longitud son encontrados aisladamente en gneises pegmatizados al este de Monte Olivo. Esta ocurrencia es probablemente sólo de curiosidad mineralógica.

Valores altos de Ti de 0.40 y 0.44% son concordantes con los valores más altos de Mo-V en el campo de skarn de Urcucocha.

Anomalías de sedimentos fluviales Ti de hasta 1.04% corresponden a las anomalías de vanadio en el área del Río Vergel.

3.6 Minerales industriales, rocas y curiosidades

3.6.1 Aguas termales

Hay una línea de drenaje con rumbo al este de aguas termales al este de las indicadas en el mapa de Grys et al. (1970). De norte a sur éstas están en: Oyacachi, Papallacta, Baños y El Placer (Río Palora, cabeceras occidentales). Estas fuentes están cerca del frente Baños y relativamente cercanas a los centros volcánicos de Cayambe, Antisana, Tungurahua y Sangay respectivamente.

3.6.2 Asbesto

Pequeños bloques de asbesto de tremolita y vetas pequeñas de asbesto de antigorita son comunes asociados a las serpentinitas del norte.

En la base de la serpentinita principal (Peltetec) en el valle Huargualláhay una faja de 5m de espesor dentro de la cual asbesto de crisotilo tipo *slip-fiber* está bien desarrollado. En niveles estructurales superiores el asbesto forma un stockwork de vetas. A lo largo de la carretera de Alao, cerca de Peltetec, bloques sueltos contienen vetas pequeñas de asbesto azul.

3.6.3 Baritina/Bario

Una granodiorita mineralizada milonítica cerca de La Bonita dio 442ppm Ba.

Un pico XRF de mineral pesado “extremadamente fuerte” de Ba (con desarrollo de picos de segundo orden) fue observado en una muestra aguas arriba de Chicaña con una anomalía geoquímica de vanadio correspondiente.

3.6.4 Caolín

Son comunes intrusivos ricos en feldespato, alterados a caolín, pero no han sido observadas reservas de alta calidad caolinítica. Las reservas pueden ser encontradas en las rocas sienita/monzonita al sur de Rosa Florida, Stoll (1962) y Goossens (1972) reportaron la producción de caolín en pequeña escala en Puyo y Azogues.

3.6.5 Carbonato

A lo largo de la faja Subandina hay abundantes afloramientos de calizas negras de la Formación Napo.

Depósitos pequeños de travertino sobre la cordillera son notados en los mapas de comisión.

Mármol de gran espesor, de color azul a blanco cremoso, perteneciente a la subdivisión Isimanchi ocurre en un tributario al este del Río Isimanchi, al sur de Isimanchi; y al este de Valladolid en la carretera a Porvenir (2).

También hay bandas accesibles de mármol a lo largo de los ríos Paute, Zula y Negro, al oeste de Méndez (2). Bloques rodados de mármol blanco ocurren en el Río Diviso (3); los mármoles negros de Cerro Hermoso comprenden una unidad de 500m de espesor (2); dolomitas fuchsíticas impuras ocurren en el Río Cosanga (3).

Vetas pequeñas de calcita se encuentran en todas partes en las rocas verdes. En el valle Huargualllá (1), cristales de calcita de tamaño de hasta 30×20×20cm pueden ser obtenidos, pero estos no son de calidad *Iceland Spar*.

3.6.6 Cuarzo
Cuarcitas puras de la Formación Hollín afloran a lo largo del margen derecho del Río Chuchumbleza (4) y pueden tener potencial para la industria del vidrio.

3.6.7 Feldespato
Rocas ricas en feldespato incluyen las monzonitas de cuarzo y sienitas de cuarzo del plutón Rosa Florida y varios diques microfeldespáticos, aplograníticos y aplíticos. Una faja pegmatítica bien definida existe al norte de Monte Olivo. Es poco probable que alguno de estos pudiera ser de interés económico.

3.6.8 Gemas y curiosidades minerales
Aparte de los megacristales de rutilo en las pegmatitas de Monte Olivo (3) y los granates idioblásticos hay otras curiosidades minerales.

Cristales de zoisita euhedrales verdes son encontrados en esquistos pegmatizados al este de Monte Olivo; estos pueden ser confundidos con berilo.

Una ocurrencia de lazulita azul-cielo (Fe, Mg-fosfato de aluminio) fue encontrada por Van Thournout y Piedra (1986) en las cabeceras del Río Sardinas Chico. Bloques presumiblemente de esta fuente, han sido observados en el Río Quijos abajo de Borja.

Granos de topacio han sido reconocidos en el estudio de minerales pesados (4). Dos muestras proceden de las cabeceras/división de aguas del Río Sangurima que está justo al norte de la zona de greisen/pegmatítica de las cabeceras del Río Cuyes. Es probable que el topacio tenga una fuente de greisen verdadero.

La turmalina es común en las pegmatitas; la variedad chorlo está generalmente presente. No se observaron cristales con calidad de gema.

No hay informes seguros de berilo/esmeraldas en el área subandina/Oriente a pesar del hecho de que las condiciones de formación de las esmeraldas colombianas (en aureolas de contacto con los intrusivos Terciarios que cortan los equivalentes de la Formación Napo) son similares en Ecuador.

3.6.9 Grafito
Lutitas, pizarras, filitas y esquistos grafíticos carbonáceos son comunes en toda la cordillera. Se observan zonas enriquecidas en los mapas de las comisiones de campo (1, 2, 3, 4), pero no se encontraron depósitos de alto grado.

3.6.10 Granate
El granate es un mineral común en la cordillera en donde los habitantes locales se refieren a él como “rubí”, no han sido observados granate de calidad de gema.

Rocas de granate de gran pureza son comunes en Nambija y en los campos de skarn del norte donde ellos pueden formar bandas de hasta 20cm de espesor.

Granates euhedrales, idioblásticos, de un tamaño de hasta 3cm, están presentes en bloques rodados en el Río Collanes que drena en el Río Palora desde el norte.

3.6.11 Magnesita

Vetas pequeñas de magnesita son comunes en las serpentinitas dentro de la subdivisión Peltetec y aquellas al este del frente Baños; pero no son de interés económico.

3.6.12 Mica

Pequeñas pegmatitas de una o dos micas fueron encontradas a lo largo de la cordillera (Mapa 3), pero los cristales son de un máximo de 5cm de tamaño y de interés no económico.

3.6.13 Minerales de sillimanita

Sillimanita y cianita han sido observadas en el campo, pero su ocurrencia es solamente de interés académico.

3.6.14 Piedra ornamental

Han sido descubiertas muchas ocurrencias nuevas con potencial para piedra ornamental. Estas incluyen los granitos de feldespato ahumado y cuarzo azul de Tres Lagunas; los "granitos negros" (gabros con megacristales) de Tampanchi; las sienitas rosadas de Rosa Florida; las rocas verdes/rosas/negras de los campos de skarn del norte; serpentinitas (verdes y negras); mármoles pálidos o negros; y muchos plutones granitoides.

3.6.15 Rocas fosfáticas

Ocurrencias de rocas fosfáticas ocurren en la Formación Napo Cretácica del Oriente (Wilkinson, 1982; Boujo et al., 1984) y no están documentadas aquí.

Un metagranito rico en apatito recogido al este de Papallacta dio 2.25% P_2O_5 (2); pero eso no tiene significado económico.

3.6.16 Sulfuros

Cantidades menores de azufre nativo, asociadas con zonas de alteración pirítica, están presentes dentro de la Formación Tarqui entre Atillo y Laguna Atillo (4).

3.6.17 Talco

Esquistos de talco y serpentinitas talcosas están comúnmente asociados con los cuerpos de serpentinita pero no fueron observados depósitos grandes. Bandas de dos metros de espesor de esquistos "talcosos" de sericita fina, pura, fueron vistos cerca del Río Cugusha (1).

3.6.18 Yeso

Este mineral es explotado localmente en las rocas Terciarias de la cuenca Malacatus. Ocurrencias pequeñas de significado no económico han sido observadas sobre las rocas metamórficas.

3.7 Minerales energéticos

3.7.1 Carbón

Reservas de carbón ocurren en las cuencas miocénicas de Cuenca, Loja y Malacatus (Stoll, 1962), pero no en las rocas de basamento.

3.7.2 Petróleo

Pizarras negras bituminosas, probablemente derivadas de la Formación Napo, las cuales cuando son martilladas dan un olor de petróleo, han sido encontradas como bloques rodados en los ríos Chingual, Salado y Vergel (3, 4). Fangolitas de la cuenca Terciaria Malacatus dieron un total de hidrocarburos de 60-80 kg/ton (2).

3.7.3 Uranio

Una banda de 30cm de fosfato uranífero fue reportada por Vera (1980) del Río Chingual cerca de la frontera con Colombia. Una investigación de campo del proyecto usando escintilómetro confirmó la anomalía radioactiva (320 c.p.s.).

Un valor de 19ppm U fue registrado de un bloque gnéisico mineralizado de CU en el Río Condué (4), y 13 ppm de una pegmatita con turmalina de la faja Monte Olivo al SE de San Gabriel (4).

La mayoría de las muestras de campo incluyendo aquellas de pegmatitas, han sido examinadas en la oficina con un escintilómetro portátil de rayos gama, pero no se ha notado algún valor anómalo.

Varias anomalías radiométricas débiles, la mayoría menor que 300 c.p.s., fueron determinadas de las rocas metamórficas durante la investigación Nacional de Uranio (Carrión y Villalba, 1981; Severne et al., 1978). Algunas se refieren a pequeñas mineralizaciones Cu en el batolito Zamora a lo largo de la carretera Zamora-Cumbaratza; otras fueron encontradas a lo largo del Río Paute entre Amaluza y Méndez. Anomalías de sedimentos fluviales de Uranio de hasta 5ppm fueron detectadas en el Río Jamboe, al este de Zamora, que drena el batolito Zamora. También fueron encontradas anomalías de uranio en los sedimentos de agua fresca de las cuencas miocénicas de Cuenca, Loja y Malacatus.

4. FAJAS METALOGÉNICAS Y POTENCIAL MINERAL

4.1 Introducción

Los resultados de los esfuerzos en los pocos años de trabajo en la Cordillera Real no pueden ser todavía estimados como base apropiada para la formulación de modelos metalogénicos; especialmente después que los estudios indican eventos Mesozoicos de colisión/acreción. Estos últimos están ausentes en los Andes Bolivianos en donde Sillitoe (1976) propuso cambios sistemáticos en asociaciones de metales a través de la faja reflejando el aumento de profundidad de la zona de subducción subyacente alejados del margen continental. Así la secuencia con dirección al este de fajas de apatito-hierro, Co-Mo, Ag-Pb-Zn y Sn-Sb-Bi-W se pensó que están relacionadas sucesivamente a eventos magmáticos más jóvenes, de edad Jurásica a Cuaternaria (Frutos, 1982). Los metales fueron estimados como componentes de los magmas calcoalcalinos que dan origen a los batolitos de granito y lavas de andesita-riolita. Sin embargo, Schneider y Lehmann (1977) indicaron que la faja magmática de estaño en Bolivia está relacionada a la removilización de los placeres Paleozoicos de tipo manto. Estos depósitos "stratabound" de estaño metasedimentarios forman una faja de más de 600km y es notable que, exactamente sobre este sector, los depósitos de estaño magmáticos Mesozoicos y Cenozoicos están situados sucesivamente (Frutos, 1982).

Para ecuador el crecimiento de la placa Sudamericana cesó en el Terciario Inferior. Las rocas de la Cordillera Real representan episodios de crecimiento Triásico-Jurásico y sus elementos han sido asignados a cinco divisiones litotectónicas mayores en este informe. Durante el Cenozoico, estas mismas rocas en la forma de corteza continental consolidada han sido fracturadas e intruidas por los magmas calco-alcalinos generados por la subducción (de ángulo bajo?) de la placa oceánica de Farallón/Nazca. Está claro en el Capítulo 3 que estos últimos eventos magmáticos son importantes en términos de concentraciones de minerales metálicos.

De los datos limitados disponibles hay indicaciones, más claras en unos casos que en otros, que las divisiones litotectónicas forman sus propias provincias metalogénicas sin consideración de la edad o estilo de mineralización y que las estructuras fundamentales, ej., el frente Baños, marcan las transiciones provinciales y canales para la mineralización tardía. En las siguientes secciones la metalogénesis y el potencial mineral de cada una es tratada separadamente.

4.2 Subdivisiones Peltetec y Maguazo (Au-PGM-Ni-Cr-Mn)

La fracción ofiolítica ígnea de esta unidad, que solamente ocurre en el norte del Río Cebadas, es derivada del manto y está asociada con trazas de Cr-Ni y Cu. Cu, Zn y, posiblemente, mineralización de Mn es encontrada en las turbiditas y volcánicos de Maguazo. Concentraciones de oro reportadas de la Quebrada Quishpe relacionan a los márgenes de una granodiorita Cenozoica y tales sitios constituirían los mejores puntos para exploración de oro: i.e. movilización y concentración Cenozoica.

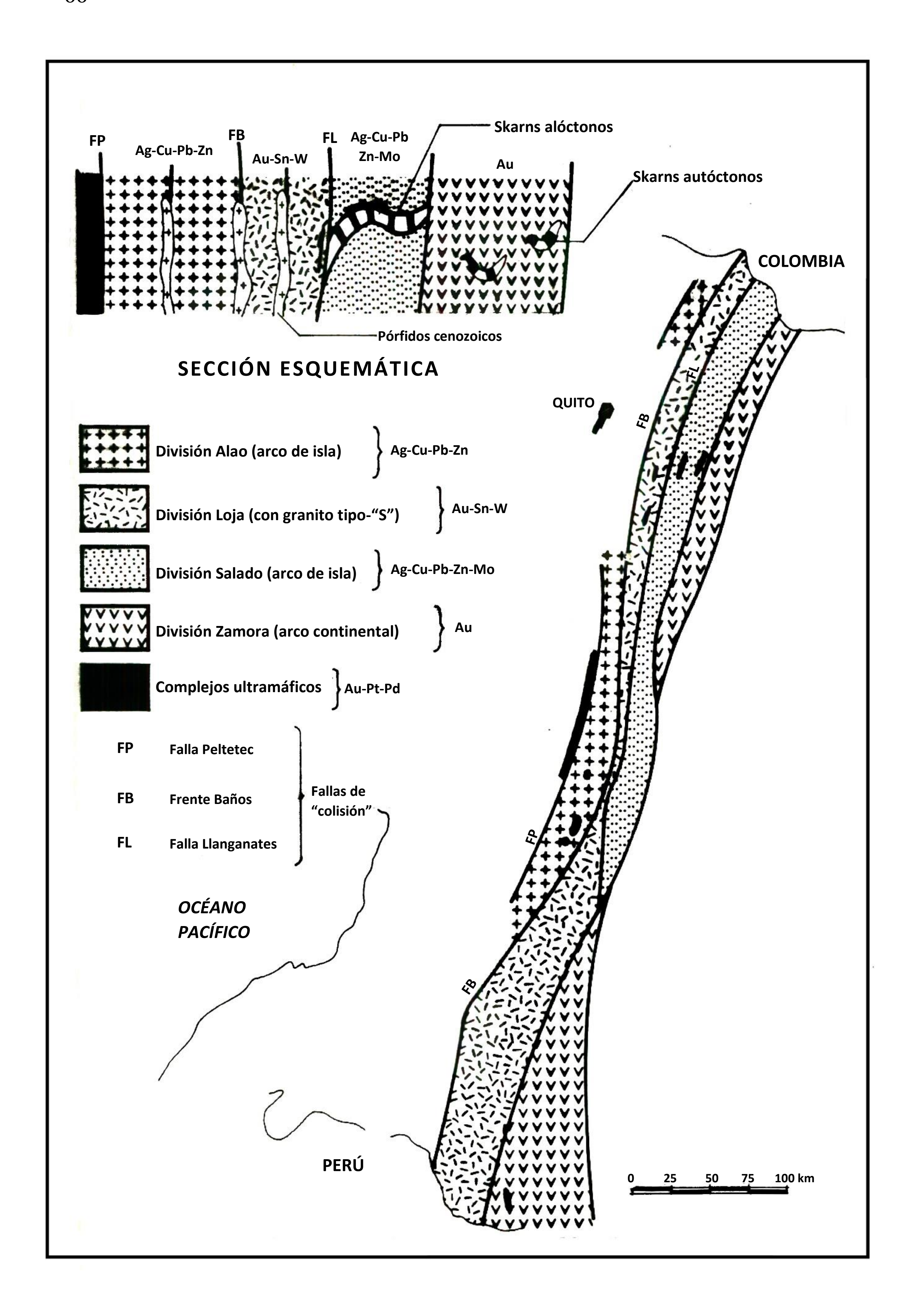


Figura 6. Fajas metalogénicas de la Cordillera Real

4.3 Subdivisiones Alao-Paute y el Pan (Ag-Cu-Zn-Pb)

Esta es una faja de rocas verdes de arco de isla andesítico con potencial polimetálico Ag-Cu-Pb-Zn; el oro no es explotado. Puede ser significante que las anomalías geoquímicas de Zn se encuentren en la secuencia metasedimentaria de El Pan.

Los principales trabajos polimetálicos de Pilzhum y San Bartolomé son depósitos epitermales relacionados a pórfidos, estimados como de edad Cenozoica y ubicados a lo largo de las fallas de rumbo andino. En Pilzhum la falla puede ser atribuida al rejuvenecimiento de la falla de 'colisión' San Antonio que divide las subdivisiones de Maguazo y Alao-Paute. En el valle de Alao este evento de rejuvenecimiento está marcado por lentes mapeables de volcánicos félsicos y silicificación a lo largo de la misma falla; más cerca de Pilzhum el rejuvenecimiento se produjo por la pequeña cuenca Miocénica de la Formación Biblián (hoja de Cañar; Bristow et al., 1975). Hay también abundante evidencia para el rejuvenecimiento de otras fallas de colisión como la falla Peltetec (ver 2.3). Así puede ser propuesto que los fluidos Cenozoicos fueron canalizados a lo largo de estas fallas durante su rejuvenecimiento y que estas líneas serían objetivos de prospección especialmente sobre las áreas relativamente inaccesibles donde los datos son pocos.

Se pensó que los depósitos polimetálicos de Ag-Cu-Zn-Pb relacionados al arco Alao-Paute fueron originalmente sulfuros volcanogénicos, posiblemente de tipo-Kuroko, relacionados a la formación del arco de isla y removilizados primero durante la colisión y más tarde en el Cenozoico.

4.4 La cadena plutónica Tampanchi (Au-Ag-PGM)

Esta cadena máfica-ultramáfica del Cretácico superior de "Alaskan pipes" es casi ciertamente derivada del manto toleítico con poca o ninguna contaminación cortical. Así este no puede ser considerado como una "faja metalogénica" con huella cortical. Los plutones de tipo Tampanchi pueden ser considerados como objetivos para la exploración de metales preciosos, y cualquier trabajo futuro en la cordillera debería buscar estas litologías diagnósticas; hornblenditas de grano grueso, gabros pegmatíticos, y piroxenitas, especialmente sobre las rocas al oeste del frente Baños.

4.5 La división Loja (Au-W-Sn)

De los datos limitados disponibles la transición Alao/Loja, el frente Baños, marca un cambio de la mineralización polimetálica "Alao" de Ag-Cu-Pb-Zn a la mineralización "Loja" de Au-W-Sn.

En el momento de escribir este informe, la mineralización de estaño (Sn) en el Ecuador, está confinada a la Mina Peggy y a la anomalía de casiterita de minerales pesados al este de Saraguro. La primera está relacionada a un pórfido Cenozoico dentro del granito Tres Lagunas cerca del frente Baños; la turmalina está dispersada. La segunda probablemente se deriva del granito Tres Lagunas. Otras pegmatitas de turmalina relacionadas al granito Tres Lagunas de las cabeceras del Río Cuyes, y en el extremo norte, la faja pegmatítica de Monte Olivo, dan concentraciones débiles de Sn.

Desde aquí parece aparente que como en el caso de Bolivia los depósitos jóvenes de estaño de la Mina Peggy son removilizados de la corteza, en este caso el granito Tres Lagunas conteniendo Sn: un granito tipo-S con proporciones altas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ comparable con los granitos de tipo-S (tipo Herciniano) de estaño-tungsteno de Malaya (Hutchison, 1982).

La scheelita es común en concentrados de minerales pesados a lo largo de la faja de oro Collay-Shincata, aunque solamente muestras de rocas de la Mina Peggy han producido valores altos de W. El arsénico (As) también parece estar relacionado a esta faja de Au-W que también puede estar presente en el norte en el área de Oyacachi; el antimonio (Sb) podría también ser usado como guía para el oro (3).

Con base en las observaciones de Peggy-Ayllón (3) es probable que las indicaciones de Au-scheelita se relacionen, al menos en parte, a los pórfidos de nivel alto Cenozoicos, aunque la mineralización Au-scheelita es relacionada directamente al granito Tres Lagunas, los depósitos japoneses (Ishihara, 1982) no pueden ser excluidos. La faja Collay-Shincata de hecho parece ocurrir sobre el granito Tres Lagunas y las adyacentes semipelitas Chigüinda de la división Loja.

Así la división Loja parece marcar una faja de Au-Sn-W con mineralización concentrada, al menos en parte, por los pórfidos tardíos que reconcentraron los metales a niveles altos. Las áreas de prospección para oro están ahora mejor definidas usando el Mapa 3B; ya sea que sean depósitos económicos de estaño y tungsteno dejados para exploraciones futuras de estos recursos estratégicos.

4.6 La división Salado y los campos de skarn del norte (Au-Ag-Cu-Pb-Zn-Mo)

El modelo para la formación de los campos de skarn del norte (2.10.1) involucra al corrimiento de una capa de volcánicos y sedimentos de arco de isla de la subdivisión Upano sobre el batolito caliente de Azafrán para formar una capa corrida de skarn, eventualmente levantada y erosionada en klippes individuales. Para El Placer y Urcucocha los klippes están en la región de 200m de espesor y comprenden el 50% o más de rocas de skarn intercaladas con filones tectónicos de otras litologías. Así en vez de “cavidades” de skarn, como son encontradas en Nambija, relacionadas a zonas de contacto estáticas, grandes volúmenes de rocas de skarn están presentes relacionadas al movimiento de una capa continua a lo largo del contacto intrusivo.

Aunque no han sido encontrados valores altos de oro comparados con Nambija, hasta ahora en los campos de skarn del norte y en los bloques de skarn, las indicaciones de oro han sido reportadas y es probable que el campo de oro aluvial de Chalupas-Mulatos se haya derivado del campo de skarn Inga. La mineralización Au-Cu-Pb-Zn está presente en afloramientos en El Placer y la mineralización de Mo en afloramientos en Urcucocha, ambas asociadas con vetas carbonáticas retrógradas. Aunque los skarns son en su conjunto de tipo magnetita, su único modo de formación probable los separa de la clasificación por metales como fue propuesto por Einaudi et al. (1981).

Asumiendo el plano del campo de skarn de Urcucocha en el Mapa 2A, sobre un billón de toneladas de rocas de skarn pueden estar presentes. Hay tal cantidad de material todavía no explorado, combinado con las indicaciones minerales notadas por el proyecto y otros, que hacen de los campos de skarn del norte, y aquellos todavía no descubiertos objetivos de prospección.

La mineralización en los campos de skarn del norte se relaciona claramente con la formación Mesozoica de skarns y no a la removilización Cenozoica. De manera similar, hay otros litotipos dentro de la división Salado que pueden ser clasificados como objetivos potenciales de prospección: las rocas verdes epidóticas en el área de confluencia de los Ríos Oyacachi/Santamaría, y las rocas hornfels silíceas granatíferas encontradas como bloques rodados y afloramientos mineralizados de Zn-Cd-Cu alrededor de La Sofía y Rosa Florida. El plutón al oeste de Macas también requiere de estudios de seguimiento.

4.7 La división Zamora (Au)

El campo de oro de Nambija de mármoles y volcano-clásticos skarnificados es estimado como de edad Jurásica. Los depósitos epitermales de los campos adyacentes de Chinapintza, Piuntza y Vergel-Los Planes son probablemente de edad similar con la posibilidad de redisposición volcánica Cretácica o Cenozoica. Todos los prospectos principales caen dentro del batolito Jurásico Zamora y hay un aparente control estructural norte-sur en la mineralización de oro.

Aunque parece que la mineralización de oro relacionada al conjunto plutónico/volcánico Jurásico de Abitagua, el batolito Zamora puede ser singularizado como un complejo plutónico/volcánico de tipo-I rico en oro y conteniendo ocurrencias de skarn aurífero (Meinert, 1988). Puede ser que el alto contenido de oro de la región del batolito Zamora se relacione con un protolito de skarn con componente de oro y, a este respecto es interesante anotar la presencia del protolito de skarn calcáreo/volcanoclástico común a todos los skarns auríferos (Meinert, 1988) lo que está ausente en Abitagua y Rosa Florida más al norte. Es más probable que esta secuencia sea correlativa de la subdivisión Triásica Superior Isimanchi ya que los fósiles que indican esta edad provienen de xenolitos? parcialmente skarnificados en el plutón; aunque una correlación con un equivalente tobáceo de la Formación Jurásica Inferior Santiago no puede ser descartada.

Así hay una posibilidad de relacionar al campo de oro del batolito Zamora no con el batolito de derivación del manto, pero si con una cuenca pre-existente volcano-sedimentaria de probable origen de rift, de aquel tipo que es considerado como fuente primaria de los depósitos de oro del mundo (Plant et al., 1989).

4.8 Conclusiones

Los estudios geológicos efectuados durante los cuatro años del proyecto han abarcado muchas especializaciones de la ciencia (ver 1.13) para presentar un modelo razonado para la historia de la geología y la mineralización asociada. Muchas unidades geológicas nuevas han sido establecidas y éstas han sido consideradas en términos de su potencial mineral mundial. Éstas han incluido las siguientes.

(a) La faja ofiolítica Peltetec de edad Jurásica.

(b) Las fajas de rocas verdes de arco de isla de Alao y Salado de edad Jurásica.

(c) La cadena cretácica Tampanchi de los “Alaskan pipes”.

(d) La cadena de granito "Herciniano" tipo-S de Tres Lagunas de probable edad Triásica.

(e) Las cadenas de los batolitos Andinos de tipo-I de Azafrán y Zamora de edad Jurásica.

(f) La cadena Cenozoica de pórfidos.

La mayor parte de estos son de edad pre-Cretácica y relacionados a eventos acrecionarios. Ellos forman fajas de cortezas con huellas metalogénicas particulares, a pesar de la removilización de estos metales por los pórfidos Cenozoicos "Andinos" tipo-I a lo largo de las fallas fundamentales relacionadas a la acreción inicial.

En el norte de la cordillera, una cadena de klippes (islas de erosión, nappes o capas de corrimiento) de 150km de longitud han sido descubierta. De acuerdo con los conocimientos presentes recopilados, éste es un fenómeno geológico único y no tiene análogos para la valoración comparativa del potencial mineral.

En los dos años que quedan del proyecto, serán realizados más estudios relacionados con el potencial económico de la Cordillera Real. Durante esta fase los mapas geológicos y metalogénicos (Mapas 2 y 3) y este informe serán recopilados con información adicional para su publicación eventual. Los estudios también serán efectuados en la Provincia metamórfica de El Oro y serán preparados Mapas Nacionales en escala 1:1000000. La política de objetividad en todos los aspectos, incluyendo terminología estratigráfica, será mantenida, para realizar una contribución significativa a la ciencia en Ecuador.

Finalmente, se espera que este informe ayudará a promover la actividad geológica en la cordillera; tanto minera como científica. Las nuevas unidades y estructuras geológicas bosquejadas en el Capítulo 2 serían, si el Ecuador fuera un país europeo, un campo de batalla de los PhD. Estas unidades y estructuras han sido relacionadas a fajas metalogénicas y así la información presentada en los Informes Anuales y los Mapas Regionales 2 y 3 deben ser de valor en la justificación inicial de la inversión y en la selección de áreas para prospección mineral.

5. REFERENCIAS

- **Informes anuales**

1. LITHERLAND M. (compilador). (1987) Primer Informe Anual del Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, Ecuador (1986-1987). /First annual report of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador (1986-1987). Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 245 pp.

2. LITHERLAND M. (compilador). (1988) Segundo Informe Anual del Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, Ecuador (1987-1988). /Second annual report of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador (1986-1987) Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 346 pp.

3. LITHERLAND M. (compilador). (1989) Tercer Informe Anual del Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, Ecuador (1988-1989). /Third annual report of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador (1988-1989). Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 346 pp.

4. ASPDEN J. A. (compilador). (1990) Cuarto Informe Anual del Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, Ecuador (1989-1990). /Fourth annual report of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador (1989-1990). Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 300 pp.

- **Otras referencias**

ALY S. (1980) Petrologische Untersuchungen plutonischer Gesteine von Ecuador. [Petrological investigations of plutonic rocks in Ecuador.] Unpublished thesis, University of Tübingen.

Annon (1988) Alaskan/Ural ultramafic complexes in the Canadian Cordillera. *The Gangue,* No. 26, Sept. 1988, 3-4.

ASPDEN J. A. and LITHERLAND M. (1987). Ophiolitic rocks from the Cordillera Real of Ecuador: their regional significances within the context of the northern Andes. Terra cognita. Vol. 7, N°2-3,p 419.

ASPDEN J. A., LITHERLAND M., DUQUE P., SALAZAR E., BERMÚDEZ R. y VITERI F (1987) Un nuevo cinturón ofiolítico en la Cordillera Real, Ecuador y su posible significado regional. Politécnica Quito, Vol. XII, N°2, pp. 81-93

ASPDEN J. A., LITHERLAND M y SALAZAR E. (1988) Historia colisional del centro y sur del Ecuador y posibles controles para la geología cenozoica y de mineralización polimetálica. Politécnica Quito, Vol. XIII, N°3, pp 49-75.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del Mapa Geológico (1:1000000) de la República del Ecuador. (Quito: Dirección General de Geología y Minas)

BALDOCK J. W. (1985) The Northern Andes: a review of the Ecuadorian Pacific margin. 181-217 in *The Pacific Ocean*. Vol. 7A of *The ocean basins and margins*. NAIRN, A.E.M. et al. (editors). (New York: Plenum Press).

BOUJO A., VERA R., ALABOUVETTE B., PRIAN J. P., GRANDA B. y MALDONADO P. (1984) Proyecto fosfatos [Phosphate Project]. Dirección General de Geología y Minas – BRGM-CIEPER, Quito (Unpublished).

BRISTOW C. R. (1973) Guide to the geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador. (Quito: Ecuadorian Geological and Geophysical Society), 45 p.

BRISTOW C. R. and HOFFSTETTER R. (1977) *Lexique stratigraphique international (*2nd edition). (Paris : Centre National de la Recherche Scientifique).

BRISTOW C. R., LONGO R. y GUEVARA S. (1975) Mapa geológico del área de Cañar (1:100000). Dirección General de Geología y Minas, Quito.

CARRIÓN J. y VILLALBA F. (1981) Investigaciones uraníferas en el Ecuador. 1965-1980. [Uranium investigations in Ecuador]. *Politécnica, Quito*, Vol. VI, No. 4, 85-117.

CHAPPELL B. W. and WHITE A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, Vol. 8, 173-174.

COLONY R.J. and SINCLAIR J.H. (1932) Metamorphic and igneous rocks of eastern Ecuador. *Annals of the New York Academy of Sciences*, Vol. 34, 1-53.

CONEY P.J., JONES D. L. and MONGER J. W. H. (1980) Cordilleran suspect terranes. *Nature, London*, Vol. 288, 329-333.

DALY M. C. (1989) Correlation between Nazca / Farallón plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics,* Vol. 8, No. 4, 769-790.

DE COSTER A. (1987) Metallogenetic study of the mineralisation at San Bartolomé and Sigsig. Internal Report, Musee Royal de l'Afrique Centrale, Brussels (Unpublished).

DE GRYS A., VERA J., and GOOSSENS P. J. (1970) A note on the hot springs of Ecuador. *Geothermics Special Issue for UN Symposium on the development and utilisation of geothermal resources, Pisa 1970,* Vol. 2, Part 2, 1400-1404.

EINAUDI M. T., MEINERT L. D. and NEWBERRY Y. (1981) Skarn deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, 317-391.

EVERNDEN J. (1961) Edades absolutas de algunas rocas ígneas en Bolivia. [Absolute ages of some Bolivian igneous rocks]. *Noticiero Sociedad Geológico Boliviano*, Vol. 2, 3.

FEININGER T. (1975) Origin of petroleum in the Oriente of Ecuador. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., Vol. 59, N°7.

FEININGER T. (1980) Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. *Journal of Petrology,* Vol. 21, 107-140.

FEININGER T. (1982) The metamorphic 'basement' of Ecuador. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol. 93, 87-92.

FEININGER T. and SILBERMAN M. L. (1982) K-Ar geochronology of basement rocks on the northern flanks of the Huancabamba Deflection, Ecuador. *Open File Report, United States Geological Survey,* No. 82-206.

FRUTOS J. (1982) Andean metallogeny related to the tectonic and petrologic evolution of the cordillera: some remarkable points. 493-507 in *Ore genesis, the state of the art.* G.S. AMSTUTZ et al. (editors). (Berlin: Springer-Verlag).

GERTH H. (1955) Der Geologische Bau der sudamerikanischen Kordillere. [The geological structure of the South American Cordillera]. (Berlin: Borntraeger).

GOOSSENS P. J. (1972) Los yacimientos e indicios de los minerales metálicos y no metálicos de la República del Ecuador. Departamento de publicaciones, Universidad de Guayaquil.

HALL M. and CALLE J. (1982) Geochronological control for the main tectono-magmatic events of Ecuador. *Earth Science Review*, Vol. 10, 215-239.

HARRINGTON J. (1957) Varios aspectos de las investigaciones de las posibilidades mineras en las provincias de Azuay y Cañar. [Various aspects of mineral potential investigations in Azuay and Cañar provinces]. *Servicio Nacional de Geología y Minas, Quito, Report H,* No. 665-1. (Unpublished).

HEDBERG H.D. (1976) International stratigraphic guide. By the International Subcommission on Stratigraphic classification of IUGS Commission on Stratigraphy, New York, John Wiley.

HERBERT H. (1977) Petrochemie und Ausgangmaterial von Grünschiefern aus der E-Kordillere Ecuadors. [Petrochemistry and origin of the greenschists from the Eastern Cordillera of Ecuador]. *Fortschritte der Mineralogie*, Vol. 55, No. 1.

HERBERT H. (1983) Die kristallinen Gesteine aus der nördlichen Hälfte der E-Kordillere Ecuadors. [The crystalline rocks of the northern half of the Eastern Cordillera, Ecuador]. *Geotektonische Forschungen,* Vol. 65, 1-77.

HERBERT H. and PICHLER H. (1983) K-Ar ages of rocks from the Eastern Cordillera of Ecuador. *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft*, Vol. 134, 483-493.

HOLLOWAY H. L. (1932) Gold in Ecuador. *Mining Magazine* (April), Vol. 46, No. 4, 219-223.

HUTCHISON C. S. (1982) The various granitoid series and their relationship to W and Sn mineralisation. 87-114 *in* Symposium on Tungsten Geology (HEPWORTH J.V. and ZHANG YU HONG (editors). ESCAP/RMRDC Bandung, Indonesia.

HUTCHISON C. S. (1983) Economic deposits and their tectonic setting. (London: Macmillan).

INEMIN-MISIÓN BELGA (1988) Inventario, clasificación y metalogenia de las mineralizaciones polimetálicos en el Ecuador [Inventory, classification and metallogeny of polymetallic mineralisation in Ecuador]. Instituto Ecuatoriano de Minería, Quito. 334 pp. (Unpublished).

ISHIHARA S. (1982) Granitoid series and tungsten deposits in Japan. In Hepworth, J.V. and Yu, H.Z (eds): Symposium in Tungsten Geology, ESCAP/RMDC, Bandung. pp 115-122.

KENNERLEY J. B. (1971) Geology of the Llanganates area, Ecuador. *Report of the Institute of Geological Sciences (Overseas Division),* No. 21.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of the Loja Province. *Report of the Institute of Geological Sciences (Overseas Division),* No. 23.

KENNERLEY J. B. (1980) (posthumous) Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Geology and Mineral Resources,* No. 55.

KENNERLEY J. B. y ALMEIDA L. (1975) Mapa geológico del área de Loja. [Geological map of the Loja area]. Dirección General de Geología y Minas, Quito.

KROONENBERG S. B. (1982) A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw,* Vol. 61, 325-333.

LEBRAT M., MEGARD F., and DUPUY C. (1985) Pre-orogenic volcanic assemblages and position of the suture between oceanic terranes and the South American continent in Ecuador. *Zentralblatt für Geologie Paläontologie,* Teil I, Vol. 9/10, 1207-1214.

LITHERLAND M., KLINCK B. A., O' CONNOR E.A. and PITFIELD P. E. J. (1985). Andean-trending mobile belts in the Brazilian Shield. *Nature, London,* Vol. 314, 345-348.

MACINNES H. (1984) *Beyond the Ranges* (London: Victor Gollanz).

MEINERT L. D. (1988) Gold in skarn deposits – a preliminary overview. *Proceedings of 7th Quadrennial IAGOD Symposium,* 363-374.

MERLYN M. y CRUZ M. (1986) Informe técnico de la comisión realizada al área central de los Llanganates. [Technical report on the commission to the central Llanganates area]. *Report of the Instituto Ecuatoriano de Minería,* No. 6452/86. (Unpublished).

MURRAY C. G. (1972) Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: feeder pipes of andesitic volcanoes. *Memoir Geological Society of America,* Vol. 132, 313-335.

NAVARRO M. (1986) Investigación histórica de la minería en el Ecuador. [Historical investigation of mining in Ecuador]. (Quito: Instituto Ecuatoriano de Minería).

NOBLET C. LAVENU A. and SCHNEIDER F. (1988) Etude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur de crochements dans les Andes de Sud l'Equateur : l'exemple du bassin de Cuenca. Mission ORSTOM, Quito (unpublished).

PALADINES A. (1980) Mapa metalogénico del Ecuador. Dir. Gen. Geol. y Minas, Quito.

PILLAJO E. (1982) Origen del oro aluvial en el Ecuador. [The origin of alluvial gold in Ecuador]. *Flysch,* Vol. 3, 48-73.

PLANT J.A., BREWARD N. FORREST M.D. and SMITH R.T. (1989) The gold pathfinder elements As, Sb and Bi – their distribution and significance in the SW highlands of Scotland. Trans. Inst. Min. Metall., Vol. 98, pp B91-101

POZO M. (1990) Complejo Ultramáfico Tampanchi. Minería Ecuatoriana, N°2, pp 33-37.

PUTZER A. y SCHNEIDER A. (1958) Informe sobre investigaciones de yacimientos en el Ecuador. [Report on mineral investigations in Ecuador] Misión Alemana-Servicio Nacional de Geología y Minas, Quito. (Unpublished).

RIBADENEIRA J. A. (1960) Varios minerales. [Various minerals]. *Servicio Nacional de Geología y Minas, Archivo Técnico,* No. 139-2 (Unpublished).

RIVERA J. L. (1988) Geología y mineralización del yacimiento de Nambija Cia. Minera "Las Cuevas" (no publicado)

SALAZAR E. (1986) Posibilidades auríferas del Ecuador. Mem. Cuarto Congr. Ecuat. Geol. Geof. Min. Petrol, Tomo II, pp 25-42.

SALAZAR E. (1988) Nambija: conocimiento geológico y mineralógico hasta el presente. [Nambija: present geological and mineralogical knowledge]. Internal Report, Instituto Ecuatoriano de Minería, Quito. (Unpublished).

SALAZAR E., CILSO E. and DIAZ L. (1986) Mapa geológico de la Hoja San Gabriel. [Geological map of the San Gabriel sheet]. Instituto Ecuatoriano de Minería, Quito.

SAUER W. (1958) El Cerro Hermoso de los Llanganates en el Ecuador. [Cerro Hermoso of the Llanganates in Ecuador]. *Boletín Instituto Científico Nacional, Quito,* Vol. 8, No. 75, 465-499.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador. [*Geology of Ecuador*] (Quito: Ministerio de Educación).

SCHNEIDER H. J. and LEHMANN B. (1977) Contribution to a new genetic concept of the Bolivian tin province. 153-168 in *Time and stratabound or deposits*. (Berlin: Springer-Verlag).

SEVERNE B., PEÑAHERRERA P. F. and FIALLOS V. S. (1978) Uranium exploration in Ecuador. International Atomic Energy Agency-AG-162/12, 179-189.

SHEPPARD G. and BUSHNELL G.H.S. (1933) Metamorphic rocks of the eastern Andes near Cuenca, Ecuador. *Geological Magazine,* Vol. 70, 321-330.

SILLITOE R. H. (1976) Andean mineralisation: a model for the metallogeny of convergent plate margins. In: D.F. Strong (Ed), Metallogeny and plate Tectonics, Geol. Ass. Can. Sp. Paper, Vol 14, pp 58-100.

STOLL W.C. (1962) Notes on the mineral resources of Ecuador. *Economic Geology,* Vol. 57, No. 5, 799-805.

TAYLOR H.P. (1967) The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska. 97-121 in *Ultramafic and related rocks*. WYLLITE P.J. (editor). (New York: Wiley).

TROUW R. (1976) Cuatro cortes por la faja metamórfica de la Cordillera Real, Ecuador. [*Four traverses across the metamorphic belt of the Cordillera Real, Ecuador*]. (Guayaquil: Escuela Politécnica del Litoral).

TSCHOPP H. J. (1953) Oil exploration in the Oriente of Ecuador. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 37, N° 2.

UN Revolving Fund (1979) Detailed investigation of the Río Angas and San Bartolomé mineral prospects. Final Report, New York (Unpublished)

UNDP (1972) Survey of metallic and nonmetallic minerals (Phase II). Republic of Ecuador. Technical Report N° 14. *New York*.

VAN THOURNOUT F. y PIEDRA J. (1986) Informe sobre la zona de Sardinas, Provincia de Napo. [Report on the Sardinas area, Napo Province]. Instituto Ecuatoriano de Minería. (Unpublished).

VERA R. (1980) La fosforita uranífera, Río Chingual, Provincia del Napo. [The uraniferous phosphate, Río Chingual, Napo Province]. *Politécnica, Quito,* Vol. V, No. 2, 47-55.

VERA R. y VIVANCO G. (1983) Estudio Estructural de Cerro Hermoso de los Llanganates. [Structural study of Cerro Hermoso of the Llanganates]. III Congreso Ecuatoriano de Ingenieros geológicos, de minas y petróleos, Quito, 1-15.

WASSON T. and SINCLAIR J.H. (1923) Geological explorations east of the Andes in Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 11, No. 12, 1253-1281.

WILKINSON A. (1982) Exploration for phosphate in Ecuador. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy,* Vol. 91, B130-B145.

WOLF T. (1892) Geografía y geología del Ecuador. [Geography and geology of Ecuador]. (Leipzig: Brockhaus)

